МОДЕЛИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
им. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Ответственные редакторы
д-р геол.-мин. наук *А. А. Оболенский*
д-р геол.-мин. наук *В. И. Сотников*
д-р геол.-мин. наук *В. Н. Шарапов*

НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

УДК 553.2

Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

В сборнике обсуждаются общие принципы построения качественных и количественных геолого-генетических моделей рудных формаций, анализируются отдельные их элементы. Рассматриваются особенности интегральных и частных моделей рудных формаций медно-никелевых, железорудных, редкометалльных, медно-молибденовых, полиметаллических, золоторудных, сурьмяно-ртутных, флюоритовых и других месторождений. Статьи содержат много новой информации по вопросам теории и параметрам рудообразования на примерах конкретных месторождений и рудных полей.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов в области эндогенного рудообразования, геохимии и металлогении.

Рецензенты *В. И. Гаврилов, Ф. В. Сухоруков*

Редколлегия:

канд. геол.-мин. наук **А. П. Берзина**, канд. геол.-мин. наук **Э. Г. Дистанов**, д-р геол.-мин. наук **В. В. Золотухин**, д-р геол.-мин. наук **Г. Р. Колонин**, д-р геол.-мин. наук **А. А. Оболенский**, д-р геол.-мин. наук **В. И. Сотников**, д-р геол.-мин. наук **В. Н. Шарапов**, д-р геол.-мин. наук **Ю. Г. Щербаков**.

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Утверждено к печати Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Редактор издательства **Е. С. Иванова**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Художник **Н. Д. Пискун**
Технический редактор **Н. М. Бурлаченко**
Корректоры **Н. В. Лисина, Н. М. Горбачева**

ИБ № 34177

Сдано в набор 23.06.87. Подписано к печати 17.12.87. МН-02873. Формат 70×108$^1/_{16}$. Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 30,1. Усл. кр.-отт. 30,1. Уч.-изд. л. 33. Тираж 1000 экз. Заказ № 882. Цена 5 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Р $\frac{1904050000-740}{042(02)-88}$ 184—88—I

©Издательство «Наука», 1988 г.

ISBN 5-02-028771-7

ПРЕДИСЛОВИЕ

Важнейшая задача современного этапа развития науки и экономики нашей страны, поставленная XXVII съездом КПСС,— ускорение темпов развития производства на основе научно-технического прогресса. Существенная роль в решении этой задачи принадлежит геологам научно-исследовательских институтов и производственных объединений, призванных в тесном содружестве совершенствовать научные основы прогноза и критерии поисков и оценки месторождений полезных ископаемых в важнейших рудных районах и провинциях СССР и в первую очередь — в районах действующих предприятий.

Одним из ведущих направлений в развитии теории рудообразования и металлогении, прямо влияющих на эффективность геолого-поисковых и геолого-разведочных работ и выработку обоснованных прогнозов рудных месторождений, является развитие учения о рудных формациях и построение геолого-генетических моделей их главных промышленных типов. Этой проблеме было посвящено II Всесоюзное совещание «Генетические модели эндогенных рудных формаций», организованное Научным советом по рудообразованию ОГГГ АН СССР, Научным советом по проблемам рудообразования и металлогении СО АН СССР и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР 27—29 ноября 1985 г. в Новосибирске. На совещании рассмотрены итоги исследований по этой проблеме и намечены наиболее эффективные пути ее дальнейшего развития; детально обсуждены общие вопросы рудообразования и построения генетических моделей рудных формаций и результаты модельных построений по важнейшим рудным формациям. Создание генетических моделей рудных формаций представляет собой одно из наиболее эффективных направлений развития теории рудообразования и совершенствования методов прогноза, позволяющее объединить знания геологов различных направлений, специалистов смежных дисциплин.

Использование геолого-генетических моделей рудных формаций дает возможность более целенаправленно проводить металлогенические построения и осуществлять соответствующий прогноз. Создание генетической модели рудной формации позволяет в причинном виде раскрыть и обозначить ее доминантные признаки, что существенно облегчает прогнозные построения в отличие от подходов теории распознавания образов, где оценка веса признаков ведется по эталонным образцам без учета их содержательности. Модели отдельных рудных формаций позволяют вскрыть общие генетические закономерности появления родственных рядов рудных формаций как генетической совокупности динамических рудообразующих систем. Построение общих геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций создает возможности локального прогнозирования скрытого оруденения и оценки глубоких горизонтов, выявления месторождений даже при ограниченном объеме информации на ранних стадиях исследований.

В с
делей рудных формаций, сближению физико-химических исследований процессов рудообразования с геолого-генетическими исследованиями рудных формаций, приведен значительный объем изотопных, экспериментальных и термобарогеохимических данных, позволяющих количественно описывать отдельные элементы динамики рудообразующих процессов по большинству важнейших рудных формаций.

Надеемся, что опубликование материалов совещания будет способствовать усилению работы по практическому приложению результатов модельных построений, в особенности в рудных районах с действующими предприятиями, построению геолого-генетических моделей уникальных и крупных месторождений, которые являются важнейшим источником минерального сырья.

Редколлегия

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский, В. И. Сотников, В. Н. Шарапов

ПРОБЛЕМЫ СОЗДАНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Модельные построения все шире привлекаются для познания закономерностей процессов рудообразования и создания непротиворечивых генетических концепций, объясняющих условия образования месторождений определенных типов и групп. Особое внимание уделяется разработке геолого-генетических моделей рудных формаций, поскольку широкое использование формационного метода исследований, в особенности принципов и методов руднoформационного анализа, является важнейшим элементом региональных и локальных металлогенических исследований и прогнозных построений. В настоящее время общепризнан тот факт, что учение о рудных формациях и разработка геолого-генетических моделей их главнейших типов составляют методологическую основу металлогенического анализа и прогнозирования месторождений полезных ископаемых [Принципы..., 1984: Дистанов и др., 1986; и др.].

Учение о рудных формациях занимает важное место в области знаний о месторождениях полезных ископаемых и составляет существенную часть теории рудообразования, объясняющей различные процессы, приводящие к концентрации полезных компонентов в земной коре, и металлогении, задача которой — выявление глобальных, региональных и локальных закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в конкретных структурах земной коры континентов и океанов. Это учение охватывает типизацию и выделение главных естественных типов рудных месторождений, выяснение условий их образования и построение геолого-генетических моделей рудных формаций, систематизацию рудных формаций для целей металлогенического анализа и прогнозирования. В него также входит обобщение данных по геолого-генетическим моделям конкретных рудных формаций с целью характеристики основных типов эндогенных рудообразующих систем и развития теории рудообразования.

Рудная формация как объект модельных построений — это группа однотипных рудных месторождений с характерными минеральным составом и последовательностью формирования минеральных парагенезисов, образующихся в сходной геологической обстановке. Она представляет собой закономерный продукт комплекса физических и физико-химических процессов, развивающихся в определенных геологических условиях, результаты которых фиксируются в земной коре в виде аномальных концентраций рудных компонентов. Раскрытие этих закономерностей составляет основное содержание учения о рудных формациях и является задачей модельных построений. Глубокая генетическая сущность рудных формаций, образующихся как следствие проявления в природе определенных тектонических, магматических, метасоматических и других процессов, имеющих непосредственное влияние на образование рудных месторождений и поддающихся количественной оценке, позволяет использовать их в качестве основного объекта для построения адекватных и эффективных генетических моделей. Поскольку рудные формации

выделяются как группы месторождений, заключающие закономерные совокупности парагенетических минеральных ассоциаций, которые характеризуют определенные физико-химические и геологические условия рудообразования и геохимический профиль процесса, изучение типовых месторождений (генотипов) создает необходимые предпосылки для предмодельного параметрического описания объектов моделирования.

Важным этапом обобщения данных о геологических условиях и физико-химических параметрах природных процессов образования месторождений каждой рудной формации являются разработка и построение ее геолого-генетической модели. Рудная формация как группа однотипных месторождений прежде всего отвечает требованиям единства, что позволяет создать обобщенный модельный образ процесса рудообразования, исключающий широко развитые в природе явления конвергенции. Наиболее полное раскрытие существа процессов формирования и закономерностей локализации месторождений конкретной рудной формации происходит лишь при генетической интерпретации выявленных закономерностей и построении интегральной геолого-генетической модели рудной формации в объеме рудообразующей системы. Только при этом мы обоснованно можем оценить процесс в полном объеме причинно-следственных отношений и говорить о главных факторах рудообразования и разделительных (дивергентных) признаках рудных формаций в случаях их конвергенции и наличия переходных типов месторождений по составу, условиям залегания, отложения руд и другим признакам. Корректно построенная генетическая модель не только воспроизводит общую генетическую схему рудной формации, но и позволяет провести оценку достоверности выделения этой совокупности в данном объеме, уточнить границы рудной формации и с генетических позиций обосновать дальнейшее деление ее на субформации, минеральные типы или другие составные части. Таким образом, рудная формация, с одной стороны, является основой (объектом) для построения геолого-генетической модели, с другой — представление о ней может определенным образом трансформироваться с учетом данных, полученных при построении этой модели.

В процессе рудноформационного анализа при появлении новых уточняющих данных неоднократно приходится возвращаться к проверке правильности выделения и установления объема рудной формации и вносить коррективы в генетические понятия. Без построения геолого-генетических моделей рудных формаций невозможно полное объемное понимание рудно-магматических и других эндогенных рудообразующих систем в масштабе месторождения, рудного поля, рудного узла, что является научной основой крупномасштабного прогнозирования.

Создание геолого-генетических моделей рудных формаций — последующий естественный этап углубления теоретических построений после проведения их классификации. Этап создания моделей является главным для определения причинной обусловленности и сущности эндогенных процессов: их энергетики, источников металлов и флюидов, динамики, латеральной, вертикальной и временно́й эволюции рудообразующих систем, оптимальных условий концентрированного рудоотложения и выработки на этой основе научно обоснованных прогнозных и поисковых критериев. Общие принципы построения геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций, их место в познании и прогнозировании рудных месторождений были детально рассмотрены на I и II Всесоюзных совещаниях по этой проблеме для важнейших групп рудных месторождений [Генетические модели..., 1983, 1985; Кузнецов и др., 1983]. Использование модельных построений для выработки прогнозно-поисковых критериев, определения способов и последовательности проведения поисковых и оценочных работ рассмотрено в работах А. И. Кривцова [1984, 1986].

Соотношение рудной формации и ее геолого-генетической модели, их место в системе познания и прогнозирования рудных месторождений отражены на схеме. Интегральная, или общая, геолого-генетическая

Месторождения, рудопроявления
Прогнозируемые месторождения
Рудноформационный анализ
Рудная формация
Формационная классификация месторождений
Элементы модели
Связь с магматизмом
Источники растворов
Источники вещества
Формы перепоса
и др.
Интегральная генетическая модель рудной формации
колич.
качест.
Эндогенная рудообразующая мегасистема (генетический ряд рудных формаций)
Генетическая классификация месторождений
Типы динамических рудообразующих систем
Металлогеническая систематика рудоносных площадей
Прогноз и поиск геологов
Прогноз и поиск геологов
Прогноз и поиск геологов
Металлогенический анализ и прогнозирование

модель рудной формации выступает как органичное объединение, совокупность элементов модели, учитывающих отдельные параметры или сумму ограниченного числа параметров и характеризующих геолого-генетические особенности рудообразующей системы в целом или ее составных частей. Сама интегральная модель является образным выражением динамической рудообразующей системы рудной формации с учетом ее пространственно-временной эволюции. Динамическая рудообразующая система охватывает всю совокупность эндогенных процессов, приводящих к формированию месторождений и рудопроявлений той или иной формации в пределах рудного узла и проявляющихся на различных глубинных уровнях: от корневых областей зарождения системы до верхних зон концентрированного рудоотложения и рассеяния рудных компонентов.

Интегральная геолого-генетическая модель органически объединяет три главные области динамической рудообразующей системы: корневую область магмо- и флюидозарождения, в которой генерируются эндогенные процессы, в конечном итоге определяющие энергетическое состояние и флюидный режим всей рудообразующей системы; зону транспорта (тепло- и массопереноса); область концентрированного рудоотложения и формирования ореолов рассеяния (рудное поле, месторождения, рудопроявления). Соотношение и взаимосвязь этих главных областей в пространстве и времени создают общую структуру конкретных динамических рудообразующих систем, характерных для определенных эндогенных режимов формирования рудных формаций. Эти же факторы определяют общий вертикальный и латеральный размах рудообразующей системы в структурах земной коры, ее масштабы и параметры. При этом в верхней своей части (область рудоотложения) рудообразующая система, как правило, вещественно реализуется в виде суммы рудных проявлений (месторождения, рудопроявления, пункты минерализации и т. д.), геологически обычно выделяемых в качестве рудных полей и рудных узлов.

Каждая из выделенных областей характеризуется своими специфическими параметрами и набором элементов модели, которые предопределяют генетическую сущность динамической рудообразующей системы на данном глубинном уровне. Для корневой области системы — это источники энергии, рудообразующих веществ и флюида (мантийные, коровые, смешанные); уровни магмогенерации и условия формирования магматических расплавов, потенциальная рудоносность магм; соотношение мантийной и коровой составляющих вещества и энергии; рудогенерирующая роль метаморфизма и др. (наиболее информативны геохимические и специальные изотопные методы исследования, глубинная геофизика, аэрокосмические методы, экспериментальные и расчетные данные и т. д.).

Зона транспорта может быть охарактеризована элементами модели, рассматривающими формы тепло- и массопереноса, гидродинамический режим в недрах, особенности развития глубинных дренирующих структур и другие вопросы (преобладающая информация — данные физического и физико-химического эксперимента, термодинамический анализ, геолого-структурный анализ глубинного строения рудного поля и т. д.).

Для области рудоотложения наиболее важными элементами модели являются типы геохимических барьеров, анализ физико-химического состояния системы, состав и свойства рудообразующих флюидов и растворов, формы переноса компонентов руд, величины градиентов физико-химических параметров, пределы устойчивости парагенетических минеральных ассоциаций, условия развития околорудного метасоматоза и формирования первичных геохимических ореолов рассеяния (информативны термобарогеохимические и изотопные исследования, парагенетический анализ, текстурно-структурные исследования механизма отложения руд, расчет гетерофазных равновесий в системе «многокомпо-

нентный флюид — минералы руд и околорудные породы», анализ распределения рудных компонентов, минералов руд, тренд-анализ, математическое моделирование процессов рудообразования и др.).

В целом в настоящее время параметрическими описаниями в большей мере обеспечены модельные построения области рудоотложения, наиболее доступной для наблюдения и изучения, и в меньшей мере зоны транспорта флюидов. Недостаточно разработаны элементы моделей, характеризующие глубинные уровни развития динамических рудообразующих систем, включающие основные зоны зарождения и функционирования рудоносного магматизма, метаморфизма и рудогенерации, практически недоступные для наблюдения. Большие возможности для изучения рудогенерирующих процессов на этих глубинных уровнях и выделения типовых ситуаций развития рудогенеза в различной обстановке открываются с привлечением анализа динамических моделей метаморфических, магматических и постмагматических процессов на базе геологических и геофизических данных о глубинном строении земной коры, экспериментальных и теоретических достижений современной петрологии и рудообразования, а также внедрения в геологию новейших средств вычислительной техники.

Непременным условием при разработке интегральных геолого-генетических моделей рудных формаций является органичное взаимопроникновение геологических, физических и физико-химических построений. Только в этом случае модель может стать действительно геолого-генетической. Масштабность и специфика формирующихся рудных месторождений во многом определяются характером динамической рудообразующей системы и степенью и полнотой ее эволюционного развития.

Учитывая наиболее общие генетические особенности, можно выделить следующие классы природных эндогенных рудообразующих систем: рудно-магматические, рудно-метаморфические, гидрогенно-амагматичные, комбинированные. В свою очередь, в каждом классе могут быть выделены группы динамических рудообразующих систем, каждая из которых имеет свои специфические особенности. Так, среди рудно-магматических систем различаются: собственно магматические, плутоногенные, вулканогенные, интрателлурические (мантийные), комбинированные. Рудно-метаморфические системы подразделяются на метаморфизованные (комбинированные по своей природе), метаморфогенные и ультраметаморфогенные. Для класса гидрогенно-амагматичных наиболее типичной является система глубинной циркуляции подземных вод и рассолов. Представителями рудообразующих систем комбинированного класса служат гидротермально-осадочные, сингенетично-эпигенетические и другие полигенные рудообразующие системы.

Типизация динамических эндогенных рудообразующих систем может в будущем стать хорошей основой для разработки генетической классификации рудных месторождений, в которой будут полно учтены природные особенности рудообразующих систем, их положение в структурах и истории развития литосферы, генетическая характеристика и физико-химические параметры процессов рудообразования.

В конкретной геологической обстановке при длительном и сложном развитии эндогенных процессов часто реализуется (возможно, при пространственной и временно́й разобщенности) несколько динамических рудообразующих систем, генетически связанных между собой. В подобных случаях формируются месторождения и рудопроявления последовательно проявленных рудных формаций, составляющих генетический ряд (рудный комплекс). Учитывая важное значение подобных генетических рядов рудных формаций для прогнозно-металлогенических построений, целесообразно ввести понятие об этой совокупности динамических рудообразующих систем и назвать ее эндогенной рудообразующей мегасистемой. Развитие эндогенной рудообразующей мегасистемы по времени соответствует циклу эндогенной активности,

приводящему к формированию генетического ряда рудных формаций (рудного комплекса). Вопросы, связанные с выделением магматогенно-рудных систем и соответствующих им рядов рудных формаций, а также их металлогенической систематикой, рассматривались в работах Г. Л. Поспелова [Поспелов, 1962 и др.], Г. М. Власова [Власов, 1975, 1979], Г. Н. Щербы [Геотектоногены..., 1972, 1973] и ряда других исследователей [Proceedings..., 1984]; метаморфогенные рудообразующие системы были охарактеризованы в работах Я. Н. Белевцева [Белевцев и др., 1985].

Построение геолого-генетических моделей отдельных рудных формаций и определения генетических взаимосвязей между родственными динамическими рудообразующими системами позволяют вскрыть общие генетические закономерности возникновения рядов родственных рудных формаций (рудных комплексов), обосновать функционирование эндогенных рудообразующих мегасистем и, таким образом, выявить более широкие и общие закономерности развития процессов рудообразования, которые приводят к формированию конкретных рудных районов, металлогенических зон и рудных провинций с определенной рудно-геохимической специализацией.

ЛИТЕРАТУРА

Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Лялько В. И. и др. Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Физико-химические основы теории метаморфогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1985.— 201 с.

Власов Г. М. О рядах рудных формаций и магматогенно-рудных системах // Геология руд. месторождений.— 1975.— № 5.— С. 66—80.

Власов Г. М. О принципах выделения магматогенно-рудных систем // Магматогенно-рудные системы.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.— С. 3—10.

Генетические модели эндогенных рудных формаций: В 2 т.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— 184 с.; Т. 2.— 175 с.

Генетические модели эндогенных рудных формаций: В 3 т.— Новосибирск: ИГиГ, 1985.— Т. 1.— 155 с.; Т. 2.— 177 с.; Т. 3.— 203 с.

Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение: В 2 т.— Алма-Ата: Наука.— Т. 1.— 1972.— 218 с.; Т. 2.— 1973.— 292 с.

Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И. и др. Некоторые итоги изучения эндогенных рудных формаций Сибири // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 5—41.

Кривцов А. И. Принципы классификации геологических формаций по роли в рудогенезе // Геология руд. месторождений.— 1984.— № 1.— С. 67—71.

Кривцов А. И. Методологические основы прикладной металлогении // Очерки металлогении.— Тбилиси: Мецниереба, 1986.— С. 74—92.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 5—14.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрирующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика.— 1962.— № 11.— С. 28—40; № 12.— С. 40—57.

Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых/Апельцин Ф. Р., Архипенкова А. Я., Бородаевская М. Б. и др.— М.: Недра, 1984.— 437 с.

Proceedings of the Sixth Quadrennial IAGOD Symposium.— Stuttgart: E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller), 1984.

В. И. Казанский

ЭНДОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

В 1977 г. отделом эндогенных рудных месторождений ИГЕМ АН СССР была выдвинута для разработки проблема «Условия образования и глубинное строение эндогенных рудных районов, полей и месторождений». Она затрагивает широкий круг общих вопросов, таких как

эволюция земной коры, соотношения между ее верхними и нижними слоями, источники рудных компонентов и факторы, определяющие их миграцию и концентрацию.

Обобщение геологических и геофизических данных показало, что в ходе геологической истории соотношения эндогенных месторождений с глубинными зонами литосферы изменяются и что во многих районах пространственно совмещены разновозрастные и разнотипные месторождения с проявлением многоярусной зональности [Глубинное строение..., 1983]. Последняя обусловлена наложением одних рудообразующих процессов на другие, изменением геологических характеристик среды рудообразования, появлением на глубине благоприятных рудолокализующих структур.

Исследования глубинного строения эндогенных рудных районов, полей и месторождений тесно связаны с построением геолого-генетических моделей рудных формаций и в значительной степени опираются на эти модели [Кузнецов В. А. и др., 1983]. Но у них есть самостоятельные задачи и свои акценты [Казанский, 1986]. Один из них — особый интерес к эндогенным рудообразующим системам.

В общем виде эндогенную рудообразующую систему можно определить как совокупность источников рудных компонентов, путей миграции рудоносных расплавов и флюидов, генерирующих их магматических или метаморфических зон, метасоматических и геохимических ореолов и собственно месторождений полезных ископаемых.

Если рудная формация соответствует определенному типу месторождений, то эндогенная рудообразующая система — рудному району. В районах с однотипными месторождениями понятия о геолого-генетической модели рудной формации и об эндогенной рудообразующей системе сближаются между собой. Но в районах с совмещенными, по терминологии Р. М. Константинова [Константинов, 1973], рудными формациями ситуация оказывается иной. Им отвечают полиформационные эндогенные рудообразующие системы.

С генетических позиций эндогенные рудообразующие системы можно разделить на три основные группы — плутоногенную, вулканогенную и метаморфогенную. Между ними существуют переходные группы — плутоно-вулканогенная, плутоно-метаморфогенная, метавулканогенная. Дальнейшее деление может быть осуществлено по разным признакам, в том числе в зависимости от источника рудообразующих компонентов (см. таблицу). Отдельные типы эндогенных рудообразований подробно описаны в литературе [Буряк, 1986; Дюжиков и др., 1986; Щерба и др., 1983; Павлова, 1983; Фролов, 1984], и их сравнительная характеристика не входит в нашу задачу. Важно подчеркнуть, что длительность функционирования таких систем может достигать десятков и даже сотен миллионов лет. Естественно, что в объеме литосферы, занятом рудообразующей системой, за это время могут происходить различные геологические процессы. Сюда относятся: общее поднятие территории с энергичной поверхностной эрозией, погружение с накоплением осадочных и вулканогенных толщ, тектоническое скучивание, метаморфизм, повторная магматическая деятельность и т. п. Возможны также дифференциальные перемещения отдельных блоков, региональная складчатость или тектонические наклоны территории. Перечисленные геологические явления будут самым существенным образом влиять на положение верхней и нижней границ эндогенной рудообразующей системы, изменять направление миграции расплавов или флюидов, приводить к нарушению термобарического поля системы. Соответственно будет меняться и пространственное положение участков, благоприятных для рудоотложения [Казанский и др., 1986].

Например, в Джидинском рудном поле в Бурятской АССР (по данным Е. П. Малиновского и Д. О. Онтоева) формирование молибденовых и вольфрамовых руд обусловлено динамической и рудогенерирующей ак-

Группировка эндогенных рудообразующих систем

Группа	Источники	Примеры рудных районов и месторождений
Плутоногенная	Расплавы истощенной мантии Расплавы обогащенной мантии и палингенные коровые расплавы Сиалические внутрикоровые магмы	Бушвельд, Садбери, Стиллуотер, Мончегорск, Чинеи Октябрьский, Палабора, Ковдор, Хибины Джида, Восточный Коунрад, Тадзишань, Караоба, Верхний Кайракты
Вулкано-плутоногенная	Мантийные расплавы и толеитовые магмы континентальных областей Сиалические внутрикоровые магмы	Норильск, Печенга Алмалык, Комсомольск, Эль-Теньенте, Дарасун, Бьютт, Кавалерово
Вулканогенная	Примитивные мантийные расплавы Толеитовые магмы океанических областей Известково-щелочные внутрикоровые магмы и подкоровые флюиды	Камбалда Норанда, Маунт-Айза, Оутокумпу, Холодненское, Ленногорское, Блява Крипль-Крик, Потоси, Пламенное
Плутоно-метаморфогенная	Геохимически специализированные толщи и сиалические магмы	Таежное, Хоспанью, Мурунтау, Аллигейтор-Ривер
Метаморфогенная	Метаморфогенные флюиды и геохимически специализированные толщи Постультраметаморфические флюиды	Тэдико, Чупинский и Мамско-Бодайбинский районы Атабаска

Примечание. В результате складчатости и метаморфизма большинство субмаринных вулканогенных систем превращены в метавулканогенные. Аналогичным изменениям подверглись некоторые вулкано-плутоногенные (Печенга) и плутоногенные (Стиллуотер) системы.

тивностью трех последовательно внедрявшихся интрузивных штоков, отвечающих поздним фазам мезозойского комплекса (рис. 1). Эти интрузии проникали по единой круто наклоненной ослабленной зоне, но кристаллизовались на разных, все увеличивающихся глубинных уровнях. Продолжительность всего периода минерализации — 10—20 млн. лет, причем образование штокверковых молибденовых, штокверковых вольфрамовых и жильных вольфрамовых руд было разделено внедрением аплитов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, гранитов. При этом для Первомайского молибденового штокверка геометрический гипоцентр динамических усилий реконструируется на глубине около 400 м, а общая протяженность гидроколонны оценивается в 1000 м. Предполагается, что источник Инкурского вольфрамового штокверка находился в 1,8 км ниже молибденового, а вольфрамовых жил Холтосона — еще на 2—3 км глубже. С учетом бокового смещения на 3—4 км длина наклонной гидротермальной колонны в последнем случае должна была достигать 10 км. При этом увеличивалась и глубина распространения оруденения — от 300—400 м для штокверковых молибденовых руд до 1000—1500 м для кварц-вольфрамовых жил.

Прямые доказательства изменений физического состояния и термодинамических параметров среды рудообразования на разных этапах геологической истории получены в результате изучения керна Кольской сверхглубокой скважины [Кольская сверхглубокая, 1984].

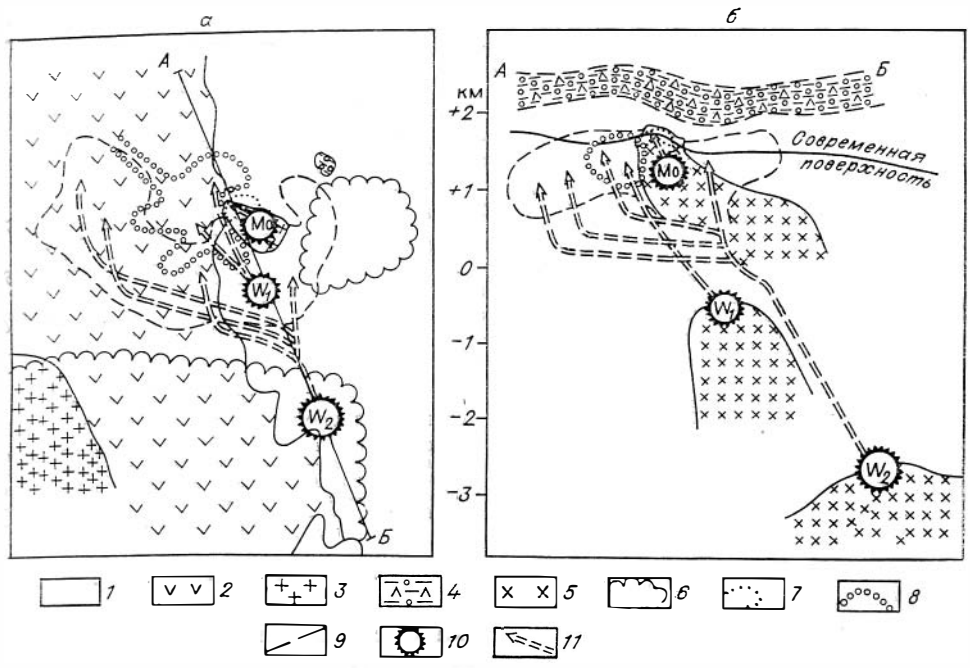


Рис. 1. Миграция вероятных источников рудообразующих флюидов Джидинского рудного поля.

а — план; *б* — вертикальная проекция. *1* — осадочно-эффузивные образования (PZ_1); *2* — кварцевые диориты (PZ_1); *3* — граниты, граносиениты (PZ_3); *4* — покрывающая толща туфоконгломератов, порфиритов (T_{1-2}); *5* — гранитоидные массивы гуджирского комплекса (K_1); *6* — контуры отрицательных гравитационных аномалий (приводятся по Н. А. Щербаку); *7—9* — контуры распространения минерализации: *7* — штокверковой молибденовой, *8* — то же, вольфрамовой, *9* — жильной вольфрамовой; *10* — положение вероятных источников флюидов для штокверковой молибденовой (Мо), вольфрамовой (W_1) и жильной вольфрамовой (W_2) минерализации; *11* — предполагаемая ориентировка подводящих каналов.

Выбор места заложения Кольской сверхглубокой скважины СГ-3 во многом определили результаты
вания по профилю Баренцево море — Печенга — Ловно, выполненного в 1958—1962 гг. Они позволили высказать предположение о том, что под центральной частью и северо-восточной частью Печенгской структуры верхняя граница «базальтового» или «гранулит-базальтового» слоя со скоростью распространения упругих волн 6,4—6,8 км/с находится на наименьшей для Кольского полуострова глубине. Устье скважины было расположено на северо-восточном крыле с таким расчетом, чтобы изучить рудоносность глубоких горизонтов Печенгской структуры, пересечь на отметке 4,7 км контакт протерозойских вулканитов с гнейсами кольской серии, в интервале 7,5—8,5 км вскрыть поверхность Конрада и проникнуть внутрь «базальтового» слоя.

Фактически скважиной СГ-3 вскрыт «обратный» разрез континентальной земной коры: до глубины 4,5 км он сложен преимущественно лавами основного состава, их туфами и терригенными породами, в интервале 4,5—6,8 км — основными и средними вулканитами и далее до 12 км — гнейсами с прослоями амфиболитов (рис. 2).

На материалах СГ-3 впервые в одном вертикальном разрезе изучена метаморфическая зональность и оценено влияние на нее различных факторов: температуры, давления, литологического состава пород и тектонических деформаций. В протерозойском комплексе сверху вниз выделены пренит-пумпеллиитовая, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации. В архейском комплексе установлены разновозрастные минеральные ассоциации гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. Среди них наиболее распространены мине-

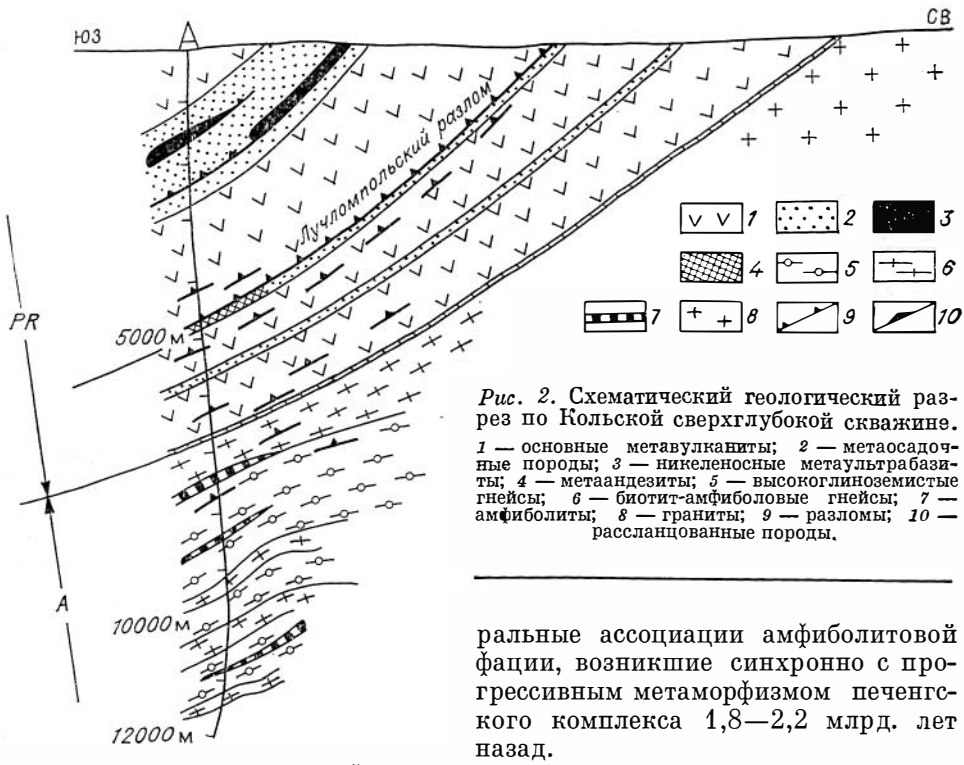


Рис. 2. Схематический геологический разрез по Кольской сверхглубокой скважине.

1 — основные метавулканиты; *2* — метаосадочные породы; *3* — никеленосные метаультрабазиты; *4* — метаандезиты; *5* — высокоглиноземистые гнейсы; *6* — биотит-амфиболовые гнейсы; *7* — амфиболиты; *8* — граниты; *9* — разломы; *10* — рассланцованные породы.

ральные ассоциации амфиболитовой фации, возникшие синхронно с прогрессивным метаморфизмом печенгского комплекса 1,8—2,2 млрд. лет назад.

В керне скважины зафиксированы также закономерные изменения с глубиной текстур и структур метаморфических пород, увеличение степени равновесности минеральных ассоциаций. Наиболее резкие изменения зафиксированы в зоне межформационного Лучломпольского разлома при переходе от зеленосланцевой к эпидот-амфиболитовой фации, где реликтовые массивные текстуры сменяются кристаллически-сланцеватыми и возникает резкая анизотропия метаморфических пород по внутреннему строению и упругим свойствам. Она обусловлена четкой пространственной ориентировкой новообразованных и перекристаллизованных минералов, служит надежным индикатором деформаций, синхронных с метаморфизмом.

Судя по составам сосуществующих минералов и экспериментальным данным, протерозойский зональный метаморфизм происходил при умеренных давлениях (около 3—4 кбар) с неравномерным по глубине геотермическим градиентом. На уровне пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций он составлял 3°С на 100 м и в пределах эпидотовой фации увеличивался до 8°С на 100 м. Далее в интервале 6—12 км температура метаморфизма была высокой (520—620°С), но почти не менялась по вертикали. Во всяком случае, с помощью известных на сегодня геотермометров какие-либо закономерные ее изменения выявить не удается. Следовательно, зона рассланцевания Лучломпольского разлома в протерозойское время служила экраном для мощных тепловых потоков [Казанский и др., 1985].

Результаты бурения Кольской скважины подтвердили прогноз о распространении сульфидного медно-никелевого оруденения на большую глубину, доказали высокую насыщенность континентальной земной коры рудной минерализацией и позволили объяснить распределение разных типов минерализации последовательной сменой осадочных, магматических, метаморфических и гидротермальных процессов.

В интервале 1540—1800 м скважина вскрыла ранее неизвестный горизонт ультрабазитов с сульфидными медно-никелевыми рудами. Исследования керна доказали полигенное происхождение этих руд и позволили

установить их геологическую позицию. Ее определяет пространственная и генетическая связь первичного вкрапленного оруденения с интрузиями ультраосновного состава и контроль богатых брекчиевых руд согласными зонами рассланцевания, возникшими во время прогрессивного метаморфизма печенгского комплекса. Установлено локальное перераспределение изотопов серы при формировании эпигенетического оруденения. Доказана удивительная выдержанность текстур и структур медно-никелевых руд на 2,5 км по падению.

В кольской серии вскрыты железистые кварциты, метаморфизованные магматические железо-титановые руды, сульфидная медно-никелевая минерализация.

Одним из неожиданных результатов проходки СГ-3 явилось открытие на глубинах 6—12 км зон дробления, трещиноватости, катаклаза амфиболитов, гнейсов и мигматитов, с которыми связан регрессивный метаморфизм зеленосланцевой и пренит-пумпеллиитовой фаций, а также проявления гидротермальной сульфидной минерализации. Относительно низкие температуры образования и близость к метеоритному стандарту изотопов серы в сульфидах указывают на ювенильный характер этих растворов. Возраст регрессивного метаморфизма и гидротермальной деятельности оценивается как позднепротерозойский (около 1 млрд. лет).

Перед заложением скважины СГ-3 геотермический градиент (ГТГ) в пределах Печенгской структуры был определен в 1,2—1,3°С/100 м. По скважине СГ-3 наиболее достоверные значения ГТГ получены на термограмме, снятой в 1976 г. до отметки 7 км [Кольская сверхглубокая..., 1984]. Установлено, что с глубиной он в целом увеличивается от 1 до 1,8°С/100 м, причем интервалы с разными величинами ГТГ приблизительно совпадают с границами свит. На отметке 2,8 км зафиксировано локальное понижение градиента до 0,6°С/100 м, в интервале 2,8—4,2 км он остается равным 1,6°С/100 м. Затем величина ГТГ возрастает на глубине 5 км до 1,9—2,0, в интервале 5—6,6 км составляет 2,2, а еще ниже варьирует от 1,5 до 2,5°С/100 м.

В результате на совмещенном разрезе температурные кривые для эпохи раннепротерозойского прогрессивного, позднепротерозойского регрессивного метаморфизма, а также для современного периода занимают различное положение (рис. 3, *а*). Следует подчеркнуть, что ни в раннем протерозое, ни в настоящее время не наблюдается линейной зависимости между температурой и глубиной.

Об изменениях давления по вертикали во время протерозойского метаморфизма судить трудно из-за малой точности существующих геобарометров. Для оценки напряженного состояния пород по стволу скважины СГ-3 была разработана специальная методика, базирующаяся на использовании широкополосного акустического каротажа и определений упругих свойств горных пород по керну [Кузнецов Ю. И., 1977]. В результате обнаружена мощная зона значительной (до 40 МПа) разгрузки напряжений, которая охватывает интервал от 3,5 до 6—6,5 км (рис. 3, *б*). Обычно считается, что горизонтальные тектонические силы проявляются лишь в верхней части земной коры и не влияют на вертикальную составляющую напряжений. Расчеты по скважине СГ-3 опровергают это утверждение и свидетельствуют о том, что значения σ_z также распределяются по вертикали нелинейно, отражая чередование нагруженных участков и зон с пониженной величиной литостатического давления.

С этим выводом хорошо согласуются наблюдения по Миннибаевской скважине 20 000, которая пересекла осадочный чехол Восточно-Европейской платформы на отметке 1,9 км и углубилась в ее кристаллический фундамент на 3,2 км. Парагенетический анализ кристаллических пород свидетельствует о двух тектонометаморфических этапах, происходивших соответственно в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций умеренных давлений [Ситдиков и др., 1980]. При этом вниз по разрезу скважины гранулитовая фация сменяется амфиболитовой с одновременным возра-

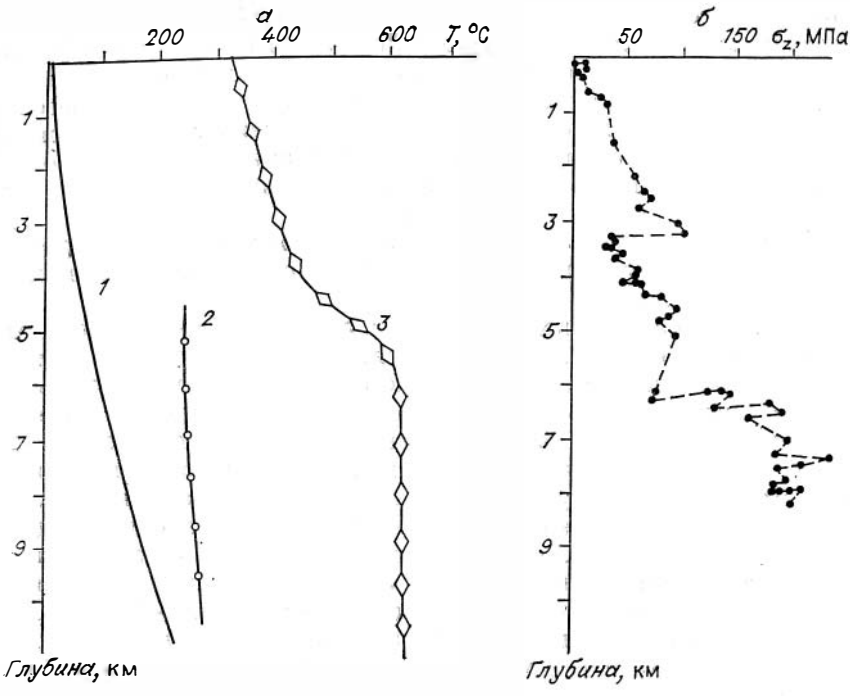


Рис. 3. Распределение температур (*а*) и вертикальной составляющей напряжений (*б*) в разрезе Кольской сверхглубокой скважины.

Температуры: *1* — современная, *2* — при позднепротерозойском регрессивном метаморфизме, *3* — при среднепротерозойском прогрессивном метаморфизме.

станием интенсивности гранитизации, а вблизи забоя скважины в интервале 4,8—5,1 км на гнейсы, кристаллические сланцы наложены мощные зоны дробления, катаклаза, трещиноватости, сопровождаемые низкотемпературным регрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации.

В сочетании с другими геологическими наблюдениями эти факты увеличивают в 3—4 раза существующие оценки вертикального диапазона эндогенного рудообразования и показывают, что даже на больших глубинах могут возникать тектонические структуры, благоприятные для формирования гидротермальной рудной минерализации так называемого «близповерхностного» типа.

В этой связи необходимо обратить внимание на отдельные месторождения, которые не укладываются в рамки статистически обоснованных моделей. Так, жильные и штокверковые месторождения уран-молибденовой формации в континентальных вулканических поясах обычно локализуются среди благоприятных по физико-механическим свойствам эффузивных и пирокластических пород и выклиниваются на границе вулканогенных толщ с более древними породами основания. Но в некоторых случаях оруденение распространяется и в основание вулканических депрессий по зонам крупных разломов. Эти зоны наследуют положение более древних гранито-гнейсовых куполов, характеризуются неоднократным проявлением метасоматических процессов — от высокотемпературной микроклинизации и грейзенизации до низкотемпературной альбитизации и аргиллизации. Предполагается, что активизированные гранито-гнейсовые купола выступали в качестве центров аномальной проницаемости земной коры и длительной эндогенной активности и что по мере подъема рудоносных ювенильных флюидов последние дополнительно обогащались ураном из гранитизированных пород фундамента [Модников, Сычев, 1984].

Распространение на глубину гидротермального оруденения зависит не только от геологической среды и структурных элементов, но также и

от физико-химических параметров растворов. Более того, между геолого-структурными и физико-химическими факторами рудообразования устанавливается определенная взаимосвязь [Казанский и др., 1978; Наумов, 1984]. В случае мощной и хорошо проницаемой структуры и глубинного длительно функционирующего очага интенсивность щелочных стадий может резко возрастать по сравнению с кислотными, как это наблюдается в редкометалльных щелочных метасоматитах, локализующихся в крупных разломах кристаллического фундамента. При малоглубинном источнике и наличии экрана на пути движения растворов кислотные свойства будут проявляться более полно. Этот вариант типичен для месторождений вольфрама с закономерным переходом от вольфрамитовых грейзенов к ферберит-антимонитовым жилам. При этом выше и ниже экранирующей поверхности могут возникать различные геохимические обстановки, влияющие на подвижность и концентрацию определенных рудных элементов.

В настоящее время для построения геолого-генетических моделей рудных формаций широко используются методы физико-химического моделирования с помощью ЭВМ [Генетические модели..., 1985]. Приведенные выше данные свидетельствуют о резких вариациях температур и давлений в разрезе земной коры на разных этапах ее развития. Они показывают, что даже на значительных расстояниях от дневной поверхности могут возникать зоны разгрузки литостатического давления и циркуляции гидротермальных растворов. Определение геологической позиции и условий образования таких «аномальных» зон, учет их при разработке моделей эндогенных рудных формаций и рудообразующих систем могут открыть новые пути прогнозирования и поиска слепых месторождений в уже известных рудных районах.

Однако для прогнозирования таких месторождений необходимы привязка моделей рудных формаций и рудообразующих систем к конкретным геологическим ситуациям, надежная информация о геологических разрезах рудных районов на глубину 5—7 км. В настоящее время ее достоверность резко уменьшается уже на расстоянии 2—3 км от дневной поверхности, о чем свидетельствует обобщение геологических и геофизических данных по Алмалыкскому, Кавалеровскому, Кемпирсайскому, Норильскому и некоторым другим рудным районам [Глубинное строение..., 1983]. Кроме того, геофизические наблюдения на поверхности отражают современное состояние литосферы, и вопрос о геологической позиции рудных районов в связи с глубинным строением земной коры, по существу, остается открытым. Это в равной мере относится и к эндогенным рудообразующим системам. Вот почему такое большое значение для прогнозирования и поисков скрытых рудных месторождений имеет комплексная программа изучения глубинных недр Советского Союза, которой предусматривается создание сети взаимно увязанных геофизических профилей, опирающихся на опорные сверхглубокие и глубокие скважины в основных нефтегазоносных и рудных районах страны [Кольская сверхглубокая, 1984].

ЛИТЕРАТУРА

Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.— М.: Недра, 1986.— 256 с.

Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.— Т. 1.— 165 с.

Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений.— М.: Наука, 1983.— 238 с.

Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Кавардин Г. И. и др. Геологическая позиция, глубинное строение и рудно-магматические системы Норильского района // Глубинные условия эндогенного рудообразования.— М.: Наука, 1986.— С. 112—129.

Казанский В. И. Глубинное строение рудных районов и генетические модели рудных формаций // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 58—64.

Казанский В. И., Малиновский Е. П., Наумов Г. Б. и др. Влияние структурных факторов на гидротермальное рудоотложение // Геологические структуры эндогенных рудных месторождений.— М.: Наука, 1978.— С. 21—40.
Казанский В. И., Боронихин В. А., Ванюшин В. А. и др. Соотношения между деформациями, метаморфизмом и петрофизическими свойствами пород в Печенгском рудном районе // Внутреннее строение рудоносных докембрийских разломов. — М.: Наука, 1985.— С. 6 — 47.
Казанский В. И., Малиновский Е. П., Наумов Г. Б. и др. Вертикальный диапазон эндогенного рудообразования и факторы его определяющие // Глубинные условия эндогенного рудообразования.— М.: Наука, 1986.— С. 6—28.
Кольская сверхглубокая.— М.: Недра, 1984.— 490 с.
Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождеиий.— М.: Наука, 1973.— 215 с.
Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Геолого-генетические модели рудных формаций // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 5—14.
Кузнецов Ю. И. Методика комплексного изучения физических свойств горных пород по керну скважин // Методика и техника петрофизических исследований.— Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1977.— С. 3—5.
Модников И. С., Сычев И. В. Условия формирования уранового оруденения в вулканических депрессиях проседания // Геология руд. месторождений.— 1984.— № 1.— С. 31—41.
Наумов Г. Б. Режим эндогенных флюидов и его роль в гидротермальном рудообразовании // 27-й Международный геологический конгресс: Докл.— М.: Наука, 1984.— Т. II : Геохимия и космохимия.— С. 215—222.
Павлова И. Г. Геолого-генетические модели молибденово-медных порфировых месторождений // Генетические модели рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние.— 1983.— Т. 1.— С. 127—135.
Ситдиков Б. С., Глаголев А. А., Казанский В. И., Тронева Н. В. Архейский полиметаморфический комплекс в разрезе параметрической Миннибаевской скважины 20000 // Метаморфизм раннего докембрия.— Апатиты: Кольский фил. АН СССР, 1980.— С. 130—139.
Фролов А. А. Железорудные месторождения в карбонатит-щелочно-ультраосновных массивах центрального типа // Геология руд. месторождений.— 1984.— № 1.— С. 9—21.
Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Кудряшов А. В. и др. Геолого-генетические модели главных типов редкометалльных месторождений Казахстана // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 2.— С. 3—14.

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. П. Мазуров

ПРОБЛЕМЫ СОЗДАНИЯ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СКАРНОВЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Построение генетической модели рудной формации — это, по существу, отображение в той или иной форме (словесной, графической, табличной) сведений о составе и структуре (взаимосвязи отдельных элементов) эволюционирующей рудообразующей системы. Вслед за Г. Л. Поспеловым [1974] под эндогенной динамической рудообразующей системой надо понимать совокупность взаимосвязанных элементов, взаимодействие которых приводит к появлению рудных масс. Элементы системы служат источниками энергии, вещества, транспортирующими агентами, формируют пути движения флюидов и среду рудоотложения. Как и любая система вообще, рудообразующая система характеризуется определенным набором элементов, взаимодействующих в пространстве и времени, в пределах которых она закономерно возникает, необратимо развивается и от-

мирает, оставляя следы деятельности в виде рудных масс. Она имеет, следовательно, определенную геометрию, время существования, набор элементов, которые для разных формационных типов могут быть иными.

Выполненный автором [Мазуров, 1985] анализ показывает, что составные элементы систем, создающих скарново-магнетитовые месторождения,— это магматизм, метасоматизм, рудообразующие флюиды и вмещающая среда. Роль и значение каждого из них для месторождений разных формационных типов неодинаковы. Для скарновых железорудных формаций фанерозойских складчатых областей, образование которых может быть объяснено контактово-метасоматической моделью, определяющим является взаимодействие синиверсионных плутонов с карбонатно-вулканогенной вмещающей средой; для формаций докембрийских щитов основным структуро- и рудоформирующим фактором служит ультраметаморфизм (метаморфогенно-метасоматическая модель), а для месторождений зон активизации — деятельность интрателлурических или гранитизирующих флюидов (флюидно-метасоматическая модель).

И в качественных геолого-генетических, и в количественных физико-химических моделях следует учитывать возможное разнообразие источников энергии, флюидов, рудного вещества; интегральная модель должна быть «гибкой», учитывающей, при каком сочетании доминирующих факторов рудообразующей системы какой вид, масштаб и закономерности имеет распределение рудных масс. Степень изученности скарново-магнетитовых месторождений довольно высока, но не все вопросы исследованы однородно, что обусловливает сосуществование наряду с различными модификациями метасоматической гипотезы также вулканогенно-осадочной и даже интрузивно-магматической гипотез для объяснения их генезиса.

Имеющийся в распоряжении автора фактический материал по геологии, условиям формирования и составу руд в скарново-магнетитовых месторождениях разных металлогенических эпох, фаций глубинности, структурно-формационных зон позволяет утверждать, что причиной полемики и ошибок в интерпретации генезиса являются попытки универсализовать, распространить отдельные рациональные зерна вулканогенно-осадочной, метаморфогенной и магматической гипотез, применимых в очень малом масштабе, для объяснения всего скарново-железорудного процесса.

Сторонники вулканогенно-осадочного (метаморфогенного) генезиса руд настаивают на скарнировании «первичных» руд, а по мнению апологетов магматической гипотезы — скарны составляют контактовый ореол «рудных» магм.

Поскольку вопрос о времени и месте рудообразования является ключевым (и наиболее дискуссионным), рассмотрим его подробнее, основываясь на оригинальных материалах по изучению вещественного состава и текстурно-структурном анализе руд. Минеральный состав — это главная характеристика руд, определяющая их полезность, выбор способа поиска и технологию переработки. Именно вещественный состав служит одним из признаков при выделении формаций и субформаций, а также главным источником информации об условиях рудообразования. Для локального прогноза (а именно для его обоснования и создаются генетические модели) важно установить связи между текстурно-структурным обликом, составом руд, строением рудных залежей и условиями их формирования. Основываясь на тезисе генетической минералогии, утверждающем, что генезис минералов, представленных своими индивидами, записан природой на последних в виде свойств и состава и может быть считываем лишь с них самих [Жабин, 1982], нами наряду с детальным минералогическим картированием и текстурно-структурным анализом руд предпринято углубленное исследование типоморфных особенностей магнетита и ассоциирующихся с ним минералов — формы и размеров зерен, строения их границ друг с другом и между разноименными минералами, вариаций состава, микроструктуры и свойств в разных парагенезисах, используя традиционные минераграфические и петрографические приемы вместе с методами термо-

барометрии, сканирующей и просвечивающей электронной микроскопии, мессбауэровской спектроскопии, рентгеноструктурным, лазерным, атомно-абсорбционным, рентгеноспектральным и другими анализами. Некоторые из этих методов при изучении магнетитовых руд применены впервые; их основы и главные результаты приведены в книге «Локальный прогноз...» [1985].

В результате исследований выяснено, что существует характерный набор признаков и свойств руд и магнетита, образованных в разной по химизму среде и на разных этапах рудообразующих процессов. Это является фактической основой для утверждения о тесной сопряженности и взаимосвязи скарнирования и оруденения; нашло подтверждение высказанное Л. И. Шабыниным [1978] предположение о кристаллизации части магнетитовых руд в магнезиальных скарнах в магматический этап, обосновано наличие реликтов метаморфогенных магнетитов в пироксен-скаполит-магнетитовых рудах абиссальной и гипабиссальной фаций и т. п. Установлено, что магнетит кристаллизовался либо совместно, либо после скарновых минеральных ассоциаций; скарны являются предрудными и рудовмещающими метасоматитами, а не послерудными, как об этом говорят сторонники иных воззрений. Образовавшись в один из этапов гидротермального цикла, магнетит претерпевает в последующем ряд сложных преобразований, что местами вызывает значительные изменения в его реальной структуре и составе.

Многие рудные поля скарново-магнетитовых месторождений насыщены интрузивными телами, принадлежащими к разновозрастным магматическим комплексам; скарнирование и сопутствующее ему магнетитовое оруденение в таких случаях проявляются также неоднократно. В состав рудных масс входит железо, привнесенное флюидами из глубинных зон (из магматического очага, мобилизованное из вмещающих пород или охлаждающихся плутонов), а также и ранее существовавшее в зоне рудоотложения в виде микрорудных фаций, рассеянное в породах или существовавшее в сульфидной, карбонатной, силикатной и других формах. Как показывают изотопные исследования, рудоносные флюиды имеют чаще всего смешанное происхождение, причем повсеместно проявлена следующая тенденция: в ядерной зоне общей гидротермальной системы, возникающей в ореоле остывающего интрузивного тела, преобладает магматическая вода, а в периферической — превалирует вода вмещающих пород, которая по мере развития процесса рудообразования, на его нисходящей ветви, характеризующейся снижением температуры, приобретает тенденцию проникать к центру системы, вытесняя ювенильные растворы. Скарновые месторождения не представляют исключения в этом отношении [Taylor, O'Nail, 1977; Rose et al., 1985].

Исследование пространственно-временны́х и генетических соотношений скарнов и руд, их места в развитии сложных эндогенных рудообразующих систем позволяет уточнить и детализировать типы железооруденения в скарновых месторождениях. По времени кристаллизации магнетита вслед за В. А. Жариковым [1968] автор выделяет одновременный и сопутствующий типы оруденения. К о д н о в р е м е н н о м у т и п у относятся магнетитовые руды магматического этапа в магнезиально-скарновых месторождениях фанерозойских складчатых областей и зон ультраметаморфизма докембрийских щитов; В. А. Жариков [Скарновые месторождения, 1985] полагает, что эти образования носят характер некондиционной минерализации, но отнюдь не оруденения, а Л. И. Шабынин [1978] утверждает, что эти руды составляют значительные по запасам залежи. Согласиться с мнением Л. И. Шабынина позволяет присутствие на таких месторождениях, как Таежное, Эмельджакское на Алданском щите, Маргоз, Нижнечинжебинское, Тейское и др. в Алтае-Саянской области, крупных рудных залежей, в которых высокотемпературный магнетит находится в парагенезисе только с форстеритом и шпинелью при отсутствии замещения их другими минералами (за исключением серпен-

тинизации, значительно оторванной во времени от скарново-рудного процесса).

Во всех остальных минеральных типах скарново-магнетитовых месторождений оруденение относится к сопутствующему типу: отложение руд сопровождается изменением состава скарновых минералов: если в начале процесса в известковых скарнах местами наблюдаются геденбергитизация салита, повышение железистости более глиноземистых гранатов и, наоборот, замещение андрадита более глиноземистым гранатом (в парагенезисе с магнетитом и сорудным гастингситом сосуществует гранат с железистостью 45—60%), то с повышением степени замещения скарновые парагенезисы сменяются амфиболами, биотитом, хлоритом. В центральных, наиболее богатых, частях скарново-рудных залежей, представляющих собой зоны наиболее интенсивно проявленного рудообразующего метасоматоза, реликты скарнов редки. Такое симметрично-зональное строение инфильтрационных скарново-рудных залежей характерно только для оруденения сопутствующего типа; магнезиально-скарновые магнетитовые залежи магматического этапа, относимые к оруденению одновременного типа, такой зональности не имеют. Возможно, что причиной этому являются неизменность во времени состава сквозьмагматических растворов и изменение в ходе процесса состава послемагматических [Перцев и др., 1983].

В связи с неоднократным проявлением скарново-рудного процесса в узлах многофазного магматизма и с возможностью участия в составе эпигенетичных рудных залежей также и сингенетичных со скарнируемыми породами руд и микрорудных рассеянных скоплений представляется целесообразным выделять новообразованное, регенерированное и трансформированное железооруденение. Новообразованное оруденение появляется впервые в данном рудном поле, в первый гидротермальный цикл; регенерированное — это оруденение, наложенное на уже существовавшие скарново-рудные залежи предшествующего гидротермального цикла; обычно оно характерно для узлов многократных внедрений магматических масс. Трансформированное оруденение возникает в результате контактово-метасоматических изменений ранее существовавших сингенетичных с вмещающими породами карбонатных, сульфидных, титаномагнетитовых и кремнисто-железистых руд и микрорудных фаций. Во всех типах оруденения магнетит кристаллизуется метасоматическим путем при участии флюидов. В конкретных месторождениях встречаются руды одного или нескольких типов, причем в крупных и уникальных по запасам месторождениях сосредоточено наибольшее разнообразие руд.

Анализ всех материалов по геологии месторождений, рудных полей и районов позволяет утверждать, что минеральный состав, форма и масштаб накопления рудных масс обусловлены разнообразием структурно-геологических и физико-химических условий их формирования. Последовательность смены минеральных ассоциаций, определяемая эволюцией физико-химических параметров флюидов в связи с понижением температуры, выдерживается повсеместно, но распространенность и набор типов околорудных метасоматитов и руд зависят не только от валового состава и термодинамических параметров флюидов и замещаемой среды, но и от геоструктурных условий, влияющих на кинетику и динамику метасоматоза. Например, в контактово-метасоматических месторождениях Алтае-Саянской складчатой области известен практически весь спектр околорудных пород: магнезиальные и известковые скарны, альбит-скаполитовые, пироксен-дашкесанитовые и хлорит-актинолитовые (гидросиликатовые) метасоматиты, которые вместе с околоскарновыми и близскарновыми породами составляют закономерные латеральные и вертикальные ряды, а также находятся во вполне определенных пространственно-временных соотношениях с рудами магматического и послемагматического этапов, с регенерированными и трансформированными рудами. В не-

посредственном контакте с предрудными интрузивами размещены магнезиальные скарны, скаполитовые породы и руды магматического этапа; в протяженных трещинных зонах — пироксен-дашкесанитовые и гидросиликатовые метасоматиты и руды, а в дальнем экзоконтакте — известково-скарновые и гидросиликатовые рудоносные ассоциации. В узлах многоактных внедрений магм многократно появляются одинаковые метасоматиты, но в разных количествах и с иным составом и набором минералов в продуктах отдельных гидротермальных циклов.

В месторождениях центральной части Алданского щита преобладают магнезиальные скарны прогрессивного этапа, скаполитовые метасоматиты и преобразованные магнезиальные скарны, причем среди толщ гранулитовой и амфиболитовой фаций парагенезисы и состав минералов (в том числе магнетита) в одинаковых породах отличаются. Характерно ограниченное распространение известковых скарнов и отсутствие гидросиликатовых пород. В месторождениях ангаро-илимского типа развиты магнезиальные и известковые скарны, хлорит-серпентиновые метасоматиты, неизвестны сколько-нибудь значительные скопления пироксен-дашкесанитовых и альбит-скаполитовых пород. В месторождениях еравнинского типа [Локальный прогноз..., 1985] распределение зональных рядов метасоматитов коррелируется со степенью трансформации первичных вулканогенно-осадочных руд и с удаленностью от контакта с активным плутоном.

Все это позволяет утверждать, что скарново-магнетитовые месторождения разного формационного и минерального типа обладают набором характерных связей геологических тел и структурных условий локализации, что обусловливает необходимость дифференцированного подхода при создании генетических моделей и выборе критериев локального прогноза скрытого оруденения.

Применение в прогнозно-поисковых исследованиях комплекса современных математических методов и ЭВМ для моделирования геолого-структурной и рудной зональности, определения наиболее информативных критериев и признаков, связанных с масштабом оруденения, выяснения надежности решений поднимает прогнозно-поисковые работы на качественно новую ступень. Поскольку в методическом плане главным остается метод аналогий, повышение эффективности прогноза требует дальнейших углубленных исследований эталонных месторождений, закономерностей формирования и распределения в них рудных масс, уточнения сведений о пространственно-временны́х соотношениях магматических, осадочных, метаморфических и метасоматических пород и руд, морфоструктурных особенностей их сочетаний, вертикального размаха и фациальной приуроченности оруденения.

Известная ограниченность геологической информации, получаемой при поиске и разведке скарново-магнетитовых месторождений редкой сетью скважин, должна преодолеваться путем исследования отрабатываемых месторождений, на что следует обратить особое внимание.

Применение новых методов исследования вещества, детального стадиального анализа позволит более обоснованно судить о механизме и кинетике рудообразующих процессов, лучше понять условия отложения и метаморфизма рудных масс, перейти от качественных геолого-генетических к количественным моделям и создать теоретические основы количественного локального прогноза скрытого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Жабин А. Г. Новая парадигма генетической минералогии // Редкие элементы в геологии.— М.: Наука, 1982.— С. 25—41.

Жариков В. А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— С. 220—302.

Локальный прогноз скарново-магнетитового оруденения/Мазуров М. П., Резников И. Г., Курцерайте Ш. Д. и др.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985— 168 с.

Мазуров М. П. Генетические модели скарновых железорудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 184 с.
Перцев Н. Н., Шабынин Л. И., Зотов И. А. Закономерности и эволюция контактово-метасоматических процессов // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза.— М.: Наука, 1983.— С. 120—126.
Поспелов Г. Л. Методологические вопросы и задачи геолого-физико-химического и физического моделирования рудообразующих и магматических процессов // Физика и физико-химия рудообразующих процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— С. 3—16.
Скарновые месторождения.— М.: Наука, 1985.— 248 с.
Шабынин Л. И. Магнезиально-скарновые железорудные месторождения.— М.: Недра, 1978.— 232 с.
Rose A. W., Herrick D. C., Deines P. An oxygen and sulfur isotope study of skarn-type magnetite deposits of the cornwall type, South-Western Pennsylvania // Econ. Geol.— 1985.— Vol. 80, N 2.— P. 418—443.
Taylor B. E., O'Neil J. P. Stable isotope studies of metasomatic Ca—Fe—Al—Si skarns and associated metamorphic and igneous rocks, Osgood Mountains, Nevada // Contrib. Mineral. and Petrol.— 1977.— Vol. 63, N 1.— P. 1—49.

А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПОЛИГЕННОГО ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИМ МАГМАТИЗМОМ

В существующих представлениях об условиях образования скарново-магнетитовых месторождений исследователи в своих генетических построениях в основном учитывают особенности скарно-рудообразующих процессов на уровне рудоотложения. Но, как выясняется сейчас, построение адекватных геолого-генетических моделей невозможно без детального знания в первую очередь особенностей химизма комагматичных пород вулканической и интрузивной серий и объемной структуры рудно-магматической системы в целом.

Данная статья является логическим продолжением предыдущей статьи авторов [Дымкин и др., 1983], в которой была изложена принципиальная схема развития рудно-магматической системы в вулканоплутоническом процессе (рис. 1); впервые обосновывалось влияние фактора глубинности на эволюцию железоносного вулканоплутонического магматизма, а также было указано на несомненное сходство в химизме магматитов железоносных вулканоплутонических комплексов подвижных складчатых областей и островных дуг.

Здесь же на базе анализа соотношений петрохимических особенностей магматитов вулканической серии, обычно ранее не включавшихся в систему магматизм — рудообразование, и комагматичных им интрузивных аналогов рассматриваются, по существу, некоторые следствия, вытекающие из изложенной нами ранее модели (Там же) и имеющие научное и прогнозно-металлогеническое значение.

До сих пор характер связи железооруденения с магматизмом остается дискуссионным. Одни исследователи [Баклаев, 1973; Бекмухаметов, 1982; и др.] решающее значение отводят интрузивному магматизму, другие — вулканизму [Поротов, 1981; Белевцев и др., 1982; и др.]. Такое противопоставление представляется малооправданным. Достигнутые за последние годы определенные успехи в анализе петрохимических особенностей вулканоплутонических ассоциаций и сопряженных с ними скарново-магнетитовых месторождений со всей очевидностью свидетельствуют о тесной пространственной и временной связи вулканоплутонических процессов и железооруденения и позволяют рассматривать их как единую рудно-магматическую систему, составные части которой находятся между собой в парагенетических отношениях. Как показывает опыт исследований железорудных месторождений, наиболее удобной элементарной еди-

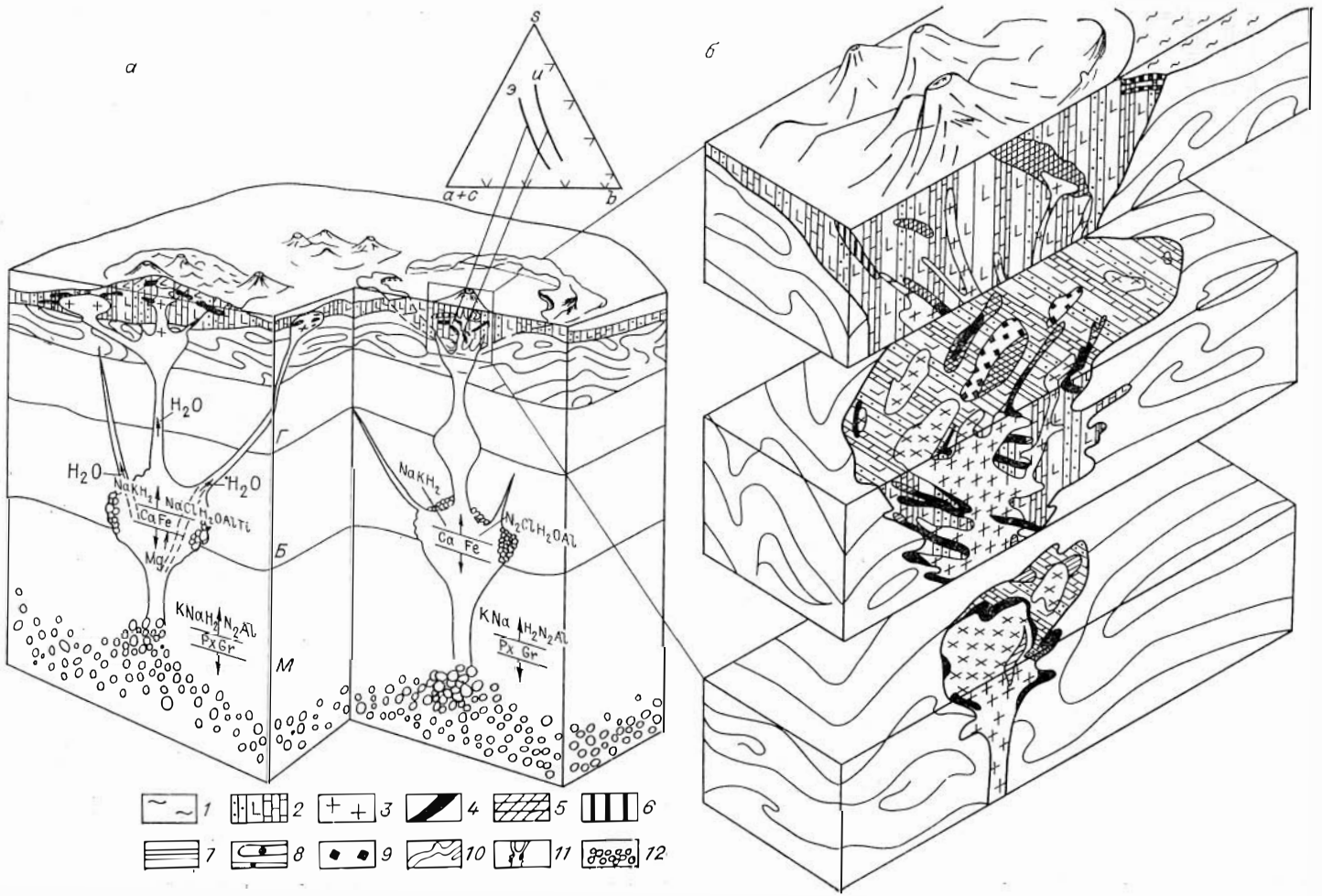


Рис. 1. Принципиальная схема строения железоносной рудно-магматической системы. Составили Ю. А. Полтавец, Г. С. Нечкин, З. И. Полтавец.

а — схема развития рудно-магматической системы; *б* — схема размещения оруденения в вулканоплутоническом комплексе (врезка). *1* — водная среда; *2* — рудовмещающий вулканогенно-осадочный комплекс пород (линейность знака не означает слоистости пород, а используется как средство для подчеркивания объемности изображения); *3* — интрузивный комплекс пород, комагматичных эффузивам и отличающихся от них большей фемичностью (см. треугольник, где *a*, *c*, *s*, *b* — коэффициенты по А. Н. Заварицкому: *э* и *и* — эффузивные и интрузивные серии соответственно); *4* — *7* — метасоматические типы железных руд скарновой формации: *4* — скарновый, *5* — скаполитовый, *6* — гидросиликатный, *7* — медно-скарновый; *8* — вулканогенно-осадочные магнетит-гематитовые руды; *9* — позднемагматические титаномагнетитовые руды; *10* — вулканогенно-осадочный комплекс основания (фундамент); *11* — флюидно-магматический очаг, стрелками показано направление движения отдельных компонентов расплава и флюида; *12* — зоны частичного плавления субстрата. *Г* — «гранитный» слой; *Б* — «базальтовый» слой, *М* — мантия.

ницей для выяснения генезиса месторождений, и особенно для прогнозно-металлогенических целей, является рудоносный вулканоплутонический комплекс (рис. 1, б). Такой комплекс характеризуется, как правило, свойственными лишь ему петрогеохимическими особенностями, отражающими основные закономерности формирования составных его частей.

Главными факторами, способствующими возникновению рудно-магматической системы, вероятно, являются степень вертикальной расслоенности (докристаллизационная дифференциация) и глубина исходного флюидно-магматического очага, насыщенность его летучими компонентами, в частности хлором. Эти факторы определяют петрохимические особенности конкретной вулканоплутонической ассоциации, например закономерные различия в составе комагматов (более лейкократовый состав вулканитов за счет обогащения щелочами и глиноземом и обеднения, в том числе и железом по сравнению с их интрузивными эквивалентами) и антидромную направленность в развитии отдельных фаз магматизма. Наиболее приемлемым механизмом, объясняющим закономерные и вполне определенные различия в химизме вулканитов и соответствующих им интрузивных аналогов, является модель докристаллизационной дифференциации [Полтавец, 1979], заключающейся в том, что в расплаве благодаря флюидно-магматическому взаимодействию в протяженной магматической камере происходит разделение компонентов расплава на жидкостной (докристаллизационной) стадии эволюции магматического очага. Как показывает статистический анализ, процесс докристаллизационной дифференциации приводит к накоплению щелочей, алюминия и марганца совместно с летучими компонентами преимущественно в верхней части магматического очага, а магния, кальция и железа (не всегда) соответственно в нижней его части. Формирование пород эффузивной фации из расплава верхней части флюидно-магматического очага, а интрузивной, наоборот,— нижней и дает искомые различия в составе комагматов, устанавливаемые при петрохимическом сопоставлении.

По экспериментальным и расчетным данным [Кадик, 1975], флюидные компоненты по способности растворяться в расплавах основного состава могут быть представлены следующим рядом (в порядке возрастания): N_2 — H_2 — CO_2 — HCl — H_2S — H_2O — HF. Этим рядом, естественно, определяется характер распределения не только флюидных компонентов в магматической камере, но и петрогенных и рудных, поскольку флюиды обладают неодинаковым химическим сродством к петрорудообразующим элементам и способностью отделяться из расплава во флюидную фазу [Маракушев, 1979; Кадик, 1975]. Поэтому естественно, что флюидно-магматическое взаимодействие в конечном счете должно приводить к дифференцированному (в вертикальном разрезе) распределению не только флюидов, но петрогенных и рудогенных компонентов. В глубинных условиях при высоких значениях P и T основные компоненты сложного по составу флюида (NaCl, KCl, HCl и др.) в соответствии с экспериментальными и расчетными данными [Барнс, Эрнст, 1968; Хелгесон, 1967] находятся преимущественно в молекулярной форме. В соответствии с этими данными нами проведены термодинамические расчеты, моделирующие флюидно-магматическое взаимодействие (рис. 2). В реакциях равновесий при вычислении относительной молярной свободной энергии флюидных компонентов мольная доля воды принималась равной 0,9, а доля остальных компонентов флюида в сумме составляла 0,1. Одинаковые соотношения воды и остальных компонентов флюида в реакциях равновесий, записанных таким образом, дают возможность сравнивать при одинаковых условиях способность железа и других компонентов (Mg, Na, K) переходить из расплава во флюидную фазу в зависимости от изменения состава флюидной фазы. Как видно из диаграммы (см. рис. 2), по способности экстрагировать железо из расплава летучие компоненты располагаются в следующий ряд (в порядке убывания):

$$HCl \gg HF > H_2O \rangle\rangle\rangle (Na, K)Cl > (Na, K)F \rangle\rangle\rangle (CO_2 + H_2),$$

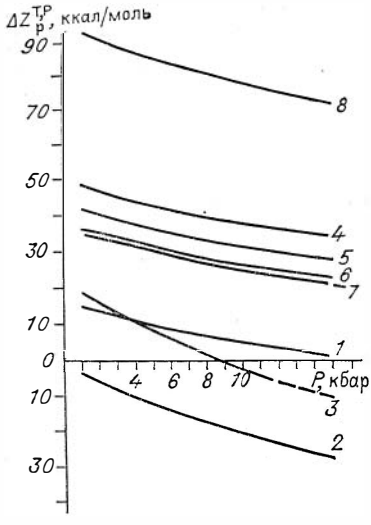


Рис. 2. Изменение $\Delta Z_P^{T,P}$ реакций равновесий при $T = 1200$ К в зависимости от давления.

1 — $Fe_2SiO_4 + H_2O = FeSiO_3 + Fe(OH)_2$; *2* — $Fe_2SiO_4 + 2HCl = FeSiO_3 + FeCl_2 + H_2O$; *3* — $Fe_2SiO_4 + 2HF = FeSiO_3 + FeF_2 + H_2O$; *4* — $Fe_2SiO_4 + 2KCl + H_2O = FeSiO_3 + 2KOH + FeCl_2$; *5* — $Fe_2SiO_4 + 2NaCl + H_2O = FeSiO_3 + 2NaOH + FeCl_2$; *6* — $Fe_2SiO_4 + 2KF + H_2O = FeSiO_3 + 2KOH + FeF_2$; *7* — $Fe_2SiO_4 + 2NaF + H_2O = FeSiO_3 + 2NaOH + FeF_2$; *8* — $Fe_2SiO_4 + 5CO_2 + 6H_2 = FeSiO_3 + 6H_2O + Fe(CO)_5$.

т. е. наибольшей способностью обогащать флюидную фазу железом обладает HCl и наименьшей — такие труднорастворимые газы, как CO_2 и H_2. Несколько неожиданным, но, по-видимому, закономерным является практически инертное поведение железа (и магния) в присутствии хлоридов щелочных металлов во флюиде. Уменьшение степени экстрагирования железа и магния из базальта при взаимодействии его с растворами NaCl по сравнению с HCl отчетливо устанавливается и в экспериментах [Пуртов, Ятлук, 1982]. Согласно полученным данным, с увеличением глубинности флюидно-магматического взаимодействия при высоком химическом потенциале хлора должна увеличиваться интенсивность выноса из расплава железа с обогащением им флюидной фазы. В этом случае остаточный расплав будет эволюционировать с возрастанием калиевости, глиноземистости и магнезиальности. Такая направленность в изменении состава пород, как известно, свойственна известково-щелочным сериям. В соответствии с этими данными представляется совершенно закономерной приуроченность крупных скарново-магнетитовых месторождений к вулкано-плутоническим комплексам, изменение железистости которых соответствует известково-щелочному направлению. И, наоборот, мелкие месторождения, как правило, приурочиваются к магматическим комплексам, характеризующимся толеитовой направленностью в изменении железистости (рис. 3). Именно механизмом флюидно-магматического взаимодействия можно удовлетворительно объяснить указанные выше отчетливые различия, так как в формационном отношении магматические серии этих рудных районов принадлежат к единой габбро-гранитной серии [Ферштатер и др., 1984].

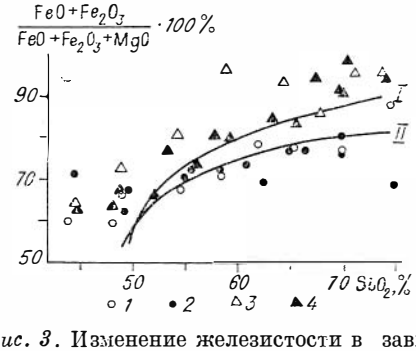


Рис. 3. Изменение железистости в зависимости от содержания кремнезема в породах вулканической (*1*, *3*) и интрузивной (*2*, *4*) серий.

Магнитогорская структурно-фациальная зона, Южный Урал: *1*, *2* — Магнитогорское месторождение (крупное); *3*, *4* — Богдановское рудное поле с мелкими месторождениями железа. I—II — толеитовый и известково-щелочной тренды дифференциации вулканитов внутренней Малой Антильской островной дуги.

Рис. 4. Петрохимическая диаграмма $b/(a + c)$ — $10^3/s$ для магматитов северной части Валерьяновской зоны (Тургай) (*a*, *c*, *b*, *s* — петрохимические коэффициенты по А. Н. Заварицкому, числа — количество анализов).

1 — породы интрузивной серии; *2* — субвулканические породы; *3* — эффузивы.

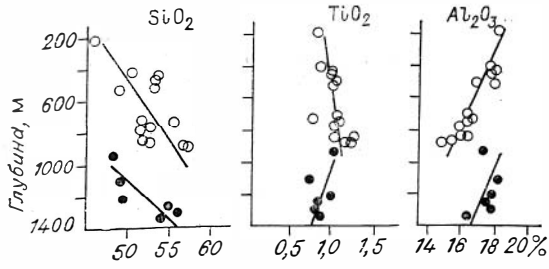


Рис. 5. Изменение состава вулканитов Баржагсинского рудопроявления (центральная часть Валерьяновской зоны, Тургай) с глубиной.

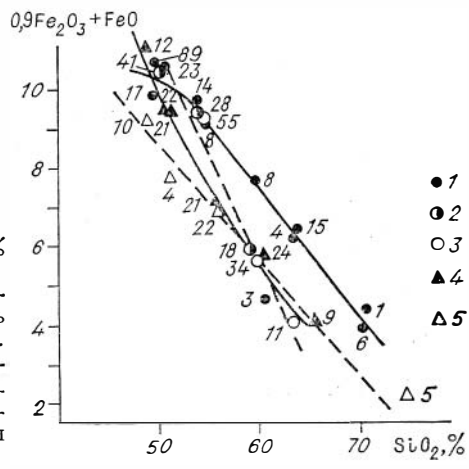


Рис. 6. Изменение суммарного железа в вулканоплутонических сериях северной (*1—3*) и центральной (*4*, *5*) частей Валерьяновской зоны Тургая (числа — количество анализов).

1, *4* — интрузивные породы; *2* — субвулканиты; *3*, *5* — эффузивы.

Совершенно естественно, что при продвижении флюидно-магматического очага на верхние горизонты земной коры состав флюидов будет обедняться плохо- и малорастворимыми компонентами (N_2, CO_2, HCl) с соответствующим увеличением мольной доли воды, способствуя тем самым проявлению в эволюции магматических расплавов как толеитовой тенденции, так и вертикальной неоднородности протяженной магматической камеры. В частности, толеитовая направленность подтверждается экспериментами по выплавлению парциальных расплавов с изменяющимся составом флюидной фазы [Кокс и др., 1982]. Вертикальная неоднородность магматической камеры обнаруживается при сравнении средних составов комагматичных пород вулканической и интрузивной серий и по антидромной направленности в развитии отдельных фаз вулканизма (рис. 4, 5). Эти различия лучше всего объяснимы с позиции флюидно-магматической (докристаллизационной) дифференциации магматического очага в глубинных условиях. Именно различиями в составе флюидов и в их режимах при взаимодействии с магматическими расплавами удается удовлетворительно объяснить эмпирически наблюдаемые тренды магматических серий, принадлежащих к единому формационному типу в отдельных рудно-магматических центрах в пределах одной структурно-формационной зоны.

В соответствии с развиваемой моделью распределение железа, в частности, в вулканоплутонических ассоциациях должно характеризоваться следующими закономерностями: 1) «продуктивность» рудоносных вулканоплутонических комплексов и их железистость в принципе должны быть связаны обратной зависимостью; 2) породы интрузивной серии должны быть обогащены железом относительно эффузивных эквивалентов. Эти положения хорошо подтверждаются примером Валерьяновской зоны в Тургае. Здесь, как видно из рис. 6, действительно, магматиты северной части зоны (Курганское Зауралье), с которыми генетически связаны преимущественно мелкие и средние месторождения, имеют бóльшую железистость по сравнению с центральной частью (Кустанайское Зауралье), где, как известно, сосредоточены крупнейшие месторождения зоны. Таким образом, в распределении железа в вулканоплутонических сериях наблюдается отражение не только первичных особенностей состава базальтоидных магм, но и докристаллизационной дифференциации. О тесной генетической связи вулканоплутонических ассоциаций и железооруденения свидетельствуют коррелируемость $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ рудовмещающих магматитов, хлороносности скаполита и акцессорного апатита с масштабами месторождений [Дымкин и др., 1984], а также возрастание азотной составляющей во флюидных включениях из руд крупных месторожде-

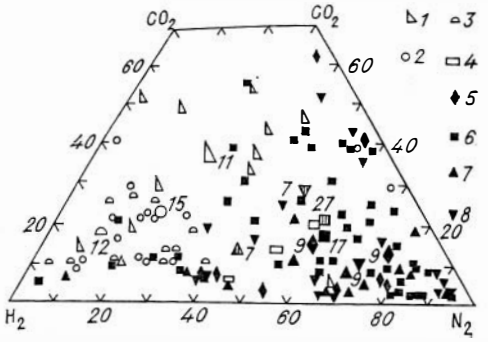


Рис. 7. Диаграмма H_2—CO_2—N_2 для околорудных пород и руд некоторых месторождений Валерьяновской зоны (Тургай).

1—4 — мелкие месторождения: *1* — Куржункульское, *2* — Талкульское, *3* — Копотки, *4* — Елтай-IV; *5—8* — средние и крупные месторождения: *5* — Качарское, *6* — Алешинское, *7* — Глубоченское, *8* — Соколовское. Более крупными знаками показаны средние составы газов из околорудных измененных пород (метасоматиты — с вертикальной штриховкой) и магнетитовых руд (числа у знаков — количество анализов).

ний (рис. 7). Все эти данные приводят к выводу о том, что главным источником рудообразующих флюидов и рудных элементов является глубинный базальтоидный очаг, а не интрузивные массивы, в пространственной связи с которыми находятся месторождения. О парагенетической связи интрузий с оруденением свидетельствует тот факт, что на ряде месторождений (Магнитогорское, Ауэрбахо-Турьинское рудное поле) процессам скарно-рудообразования непосредственно предшествует внедрение серии жильных пород основного состава (преимущественно диабазов) после становления гранитоидных плутонов и отсутствует четкая зависимость между степенью дифференцированности интрузивных массивов и их размерами с масштабами железооруденения.

Естественно, в зависимости от интенсивности потока щелочных мантийных флюидов и уровня формирования мантийного диапира флюидно-магматические очаги будут формироваться на различных глубинах. Изучение закономерностей формирования магнетитовых месторождений в зависимости от инициальной глубинности процесса и флюидного режима позволяет в какой-то мере приблизиться к пониманию природы давно выделенных по минеральному составу околорудных пород скаполитового, скарнового и гидросиликатного типов месторождений, соответствующих уменьшающейся глубине становления флюидно-магматических очагов, производными которых они являются. Если признать глубинный очаг в качестве главного источника железа и флюидов, при формировании месторождений, несомненно, определенное значение имеет «местное» железо. Как хорошо известно, на большинстве скарново-магнетитовых месторождений Урала оруденение сопровождается широким ореолом альбитизированных (осветленных) пород, при формировании которых, как было показано еще Д. С. Коржинским, Л. Н. Овчинниковым и Я. П. Баклаевым, происходит вынос железа, в какой-то степени участвующего в дальнейшем в образовании рудных залежей.

Изучение скарново-магнетитовых месторождений Урала, Северного Казахстана и других регионов показывает, что в каждом конкретном случае может преобладать какой-либо один источник железа (вулканогенно-осадочные месторождения) или их может быть несколько. В последнем случае возможно образование полигенных и полихронных скарново-магнетитовых месторождений [Дымкин, Щербак, 1973]. Полигенность заключается в том, что конкретными источниками железа являются как магматические расплавы на стадии их деферризации, так и зоны автометасоматоза. Конечно, в более широком аспекте источник железа здесь генетически единый — мантийный, связанный с проникновением в земную кору глубинных базальтоидных расплавов, являющихся источником флюидов и рудного вещества для различных генетических типов железорудных месторождений; полихронность же связана с различными, оторванными во времени, этапами выноса и отложения рудного вещества, в благоприятных структурно-фациальных условиях.

Таким образом, вполне обоснованно можно говорить о полигенности рудообразующих процессов. Сочетание различных генетических типов

руд, наблюдаемое нередко в пределах одного рудного поля (от позднемагматических до вулканогенно-осадочных), свидетельствует о том, что формирование и развитие рудно-магматической системы в вулканоплутоническом процессе начинается еще на магматической (докристализационной) стадии эволюции флюидно-магматического очага и заканчивается на постмагматической, включая и вулканогенно-осадочную стадию рудообразования.

Предлагаемая геолого-генетическая модель, основанная на закономерной сопряженности петрохимических особенностей вулканоплутонических ассоциаций и эндогенного оруденения в зависимости от глубинности флюидно-магматического взаимодействия и степени докристаллизационной дифференциации, позволяет также разработать некоторые качественно новые критерии оценки потенциальной рудоносности отдельных вулканоплутонических ареалов с элементами количественного прогнозирования. Можно выделить следующие геологические, петрогеохимические признаки, свидетельствующие о возможной перспективности отдельных рудно-магматических центров на обнаружение значительных по запасам месторождений.

1. К геологическим факторам прогноза в первую очередь следует отнести внутренние зоны вулканоплутонических структур размером до нескольких десятков километров в диаметре, характеризующихся повышенной мощностью рудовмещающих комплексов. Именно к этим зонам таких воронкообразных структур приурочены все крупнейшие месторождения Тургая (рис. 8). Следует подчеркнуть, что фактор «мощности» имеет большое прогнозное значение и для оценки потенциальной рудоносности отдельных структурно-формационных зон. Это хорошо видно на примере структурно-формационных зон восточной окраины герцинид Урала: Александровско-Денисовской, Иргизской, Валерьяновской и Убаганской [Геология СССР, 1971]. Здесь наибольшие мощности эффузивно-пирокластических образований свойственны центральной — Валерьяновской — зоне, в которой сосредоточено, как известно, подавляющее большинство железорудных месторождений Тургая. Изучение петрохимических особенностей пород вулканической и интрузивной серий, относящихся к средне-верхнепалеозойскому этапу, позволило выявить петрохимическую зональность этого региона [Полтавец Ю. А., Полтавец З. И., 1984]. В частности, в однотипных по кремнекислотности породах внешних перифе-

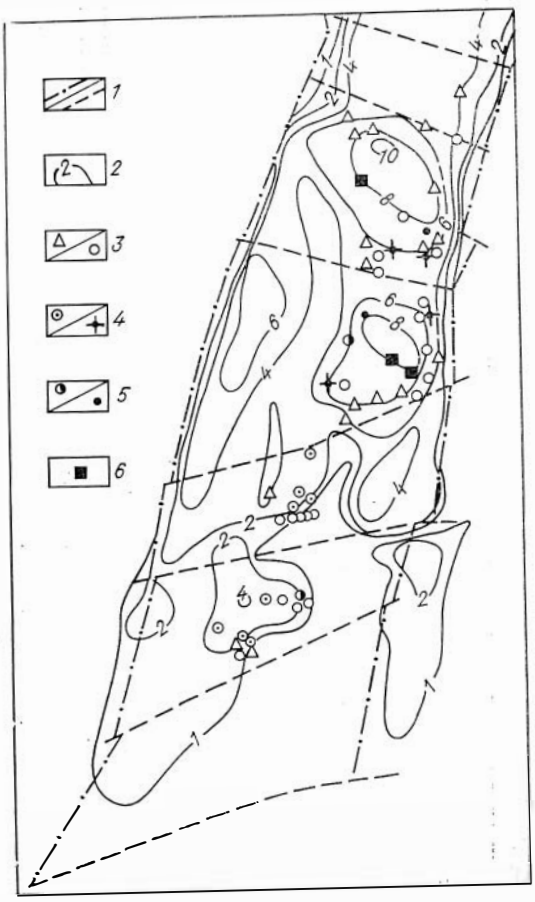


Рис. 8. Размещение скарново-магнетитовых месторождений в вулканоплутонических структурах Валерьяновской зоны (Тургай).

1 — глубинные (региональные) и локальные разрывные нарушения; *2* — глубина распространения пород железоносной вулканоплутонической формации, км [по Экштейну, Петрову, 1976]; *3—6* — масштабы железооруденения: *3* — аномалии и рудопроявления, *4* — менее 50 и 50—100 млн. т соответственно, *5* — 100—300 и более 300, *6* — более 500 млн. т.

рических зон (Александровско-Денисовской, Иргизской и Убаганской) модальные содержания кремнезема выше, а щелочей меньше по сравнению с центральной (Валерьяновской) зоной. То есть эти зоны в петрохимическом отношении относятся к областям развития магматизма преимущественно известкового типа известково-щелочной серии. Характеризуются они, как известно, сокращенными мощностями вулканогенных пород и незначительным железооруденением. В Валерьяновской зоне, наоборот, магматические породы помимо указанных выше отличий характеризуются также и более высоким K/Na отношением. Эти породы в петрохимическом отношении принадлежат преимущественно к субщелочному типу известково-щелочной серии. С ними, как указывалось выше, генетически связаны крупнейшие железорудные месторождения, образующие главный железорудный пояс Тургая. Таким образом, наблюдается совершенно определенное соответствие между факторами «мощности» и «щелочности», указывающее на то, что формирование месторождений скарново-магнетитовой формации связано с углублением в недра земной коры флюидно-магматических очагов, приходящим в переходные и поздние этапы развития подвижных зон, когда по мере консолидации магматизм приобретает субщелочной характер.

2. К петрохимическим критериям, как было показано ранее [Дымкин и др., 1982], относятся калиевость рудовмещающих комплексов и сопряженных с ними околорудных пород, петрохимические параметры $b/(a + c)$ и Q (рис. 9). Их значение видно из изложенного выше материала, и подробнее останавливаться на этом нет необходимости. Следует лишь подчеркнуть, что применять их нужно комплексно, выдерживая при этом принцип «при прочих равных условиях», т. е. сравниваемые комплексы должны относиться к одной формации одной и той же структурно-формационной зоны, так как разные зоны характеризуются обычно свойственным только им уровнем содержаний отдельных компонентов.

3. К геохимическим критериям прогноза следует также отнести состав и количество летучих в газово-жидких включениях в минералах руд и пород. Имеющийся материал (см. рис. 7) показывает, что для крупных месторождений характерны преобладание восстановленных форм газов (N_2, H_2) в составе флюидной фазы и, следовательно, более высокое

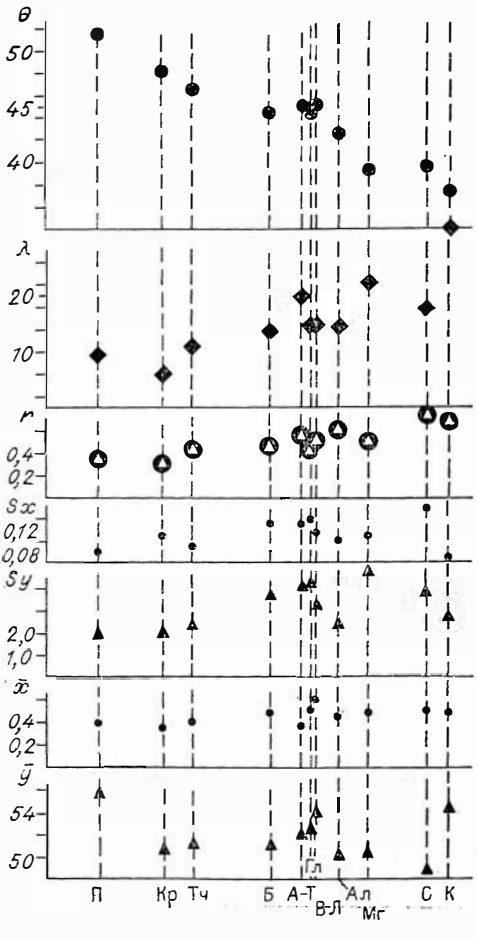


Рис. 9. Соотношение между петрохимическими параметрами Θ и λ рудовмещающих вулканитов и запасами месторождений.

$\Theta = \bar{y} - r\frac{S_y}{S_x}\bar{x}$, $\lambda = r\frac{S_y}{S_x}$, где $\bar{x}$ и $\bar{y}$ — средние значения $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ (мол. количества) и SiO_2 (мас.%) в анализируемой выборке (базальт — андезит); S_y и S_x — средние квадратические отклонения, r — коэффициент корреляции. Рудные поля: П — Покровское, Кр — Круглогорское, Тч — Теченское, Б — Березовское, А — Т — Ауэрбахо-Турьинское, В — Л — Высокогорско-Лебяжинское, Гл — Глубоченское, Ал — Алешинское, Мг — Магнитогорское, С — Соколовское, К — Качарское.

отношение $(H_2 + N_2)/(H_2O + CO_2)$ и большее количество газов, в том числе и хлора. В частности, как было показано В. В. Холодновым [Дымкин и др., 1984], намечается вполне определенная связь между масштабами железооруденения и содержанием хлора в апатите из интрузивных пород ранней фазы внедрения (габброидов). Такая связь представляется совершенно закономерной, исходя из принципа флюидно-магматического взаимодействия. Главный фактор, определяющий интенсивность перехода железа и других рудных элементов во флюидную фазу,— суммарная концентрация хлоридов, поскольку для рудообразующих элементов группы железа (Fe, Mn, Ni, Co) основной формой переноса металлов во флюиде являются галогенсодержащие комплексы. Поэтому становится понятной наблюдающаяся прямая корреляционная зависимость между содержанием хлора в апатитах и запасами руд. «Хлорная» специализация тех или иных базальтоидных комплексов, несомненно, служит благоприятным фактором для обоснования площадей на скарново-магнетитовое месторождение. По-видимому, чем концентрированнее в отношении хлора были рудоносные флюиды, тем более насыщены они были комплексными соединениями железа и тем крупнее, в конечном счете, масштабы железооруденения.

Предлагаемые петрохимические и геохимические критерии относятся к типу новых прогнозных критериев. Конечно, мы отдаем себе отчет в их неравноценной обоснованности: если петрохимические особенности магматитов крупных месторождений подкреплены надежным в количественном отношении материалом, то в отношении геохимических критериев (по флюидам) этого сказать нельзя. Но полученные первые результаты обнадеживают, хотя в этом направлении сделаны лишь первые шаги. Необходимость использования состава флюидов в прогнозных целях вытекает из достаточно обоснованных данных о физико-химической сущности процессов скарно-рудообразования. Все это и позволяет надеяться на эффективное использование предлагаемых методов оценки потенциальной рудоносности площадей на скарново-магнетитовое оруденение.

ЛИТЕРАТУРА

Баклаев Я. П. Контактово-метасоматические месторождения железа и меди на Урале (закономерности их размещения и локализации).— М.: Наука, 1973.— 231 с.

Барнс Х. Л., Эрнст У. Дж. Идеальность и ионизация в гидротермальных флюидах. Система $MgO—H_2O—NaOH$ // Термодинамика постмагматических процессов.— М.: Мир, 1968.— С. 150—181.

Бекмухаметов А. Е. Магматогенные железорудные формации западной части Казахстана. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук.— М., 1982.— 47 с.

Белевцев Я. Н., Бухарев В. П., Гончарук А. Ф. и др. Вулканогенно-осадочные железорудные месторождения складчатых областей.— Киев: Наук. думка, 1982.— 188 с.

Геология СССР.— М., 1971.— Т. XXXIV, кн. 1.— 532 с.

Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С. Геолого-петрологические особенности железоносных вулканоплутонических ассоциаций.— Свердловск, 1982.— 71 с. (Препринт).

Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Нечкин Г. С. Возможная модель вулканоплутонического железонакопления // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 85—93.

Дымкин А. М., Полтавец Ю. А., Холодов В. В., Бушляков И. Н. Критерии генетической связи железооруденения с магматизмом // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 274, № 5.— С. 1160—1164.

Дымкин А. М., Щербак В. М. Особенности формирования метасоматических и вулканогенно-осадочных руд Тургая.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— 188 с.

Кадик А. А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов.— М.: Наука, 1975.— С. 5—32.

Кокс К. Г., Белл Дж. Д., Панкхерст Р. Дж. Интерпретация изверженных горных пород.— М.: Недра, 1982.— С. 414.

Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование.— М.: Наука, 1979.— 260 с.

Полтавец Ю. А. Петрохимические особенности железоносной вулканоплутонической ассоциации Валерьяновской зоны // Ежегодник, 1978/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР.— Свердловск, 1979.— С. 70—72.

Полтавец Ю. А. К вопросу о режиме становления железоносных вулканоплутонических ассоциаций // Эндогенные рудообразующие процессы.— Свердловск, 1980.— С. 15—28.

Полтавец Ю. А., Полтавец З. И. О петрохимической зональности магматитов восточной окраины варисцид Урала (Зауралья) // Ежегодник— 1983 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР.— Свердловск, 1984.— С. 45—47.

Поротов Г. С. Связь магнетитовых месторождений Тургайского прогиба с палеовулканическими постройками // Геология и генезис железорудных месторождений.— Свердловск, 1981.— С. 25—34.

Пуртов В. К., Ятлук Г. М. Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах.— Свердловск, 1982.— 61 с. (Препринт).

Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородина Н. С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии.— М.: Наука, 1984.— С. 264.

Хелгесон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах.— М.: Мир, 1967.— 184 с.

Экштейн Г. И., Петров А. И. Объемное моделирование // Геолого-геофизические методы прогнозной оценки магнетитовых месторождений.— Алма-Ата, 1976.— С. 41—49.

М. М. Пухнаревич, В. Б. Наумов, Л. А. Банникова

УСЛОВИЯ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОРШУНОВСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(юг Сибирской платформы)

Среди многочисленных эндогенных месторождений юга Сибирской платформы, обусловленных трапповым магматизмом, Коршуновское — наиболее типичное. Открытая добыча железных руд в течение 20 лет на этом крупнейшем месторождении региона, планомерная разведка глубоких горизонтов дают возможность получить наиболее точную и обширную информацию о его строении и генезисе.

Геологическое строение и предпосылки, которые определили формирование структуры Коршуновского месторождения (его аналогов) и локализацию в ней железных руд, таковы.

Месторождение располагается в своеобразной структуре эксплозивного генезиса — трубке взрыва, которая, в свою очередь, приурочена к Коршуновской антиклинальной структуре. Она имеет форму ассимметричной складки, иногда — флексуры, вытянутой на расстоянии 100 км, при ширине 4—8 км и осложненной разломами. По классификации [Геология нефти..., 1981] ее следует отнести к пликативной локальной структуре третьего порядка.

Трубка взрыва Коршуновского месторождения имеет вытянутую в близширотном направлении форму с размерами по длинной оси 2400 м и по короткой — 300—700 м. В верхней части трубка расширена, с глубины 150—300 м падение стенок почти вертикальное. На некоторых участках наблюдаются небольшие раздувы и утонения. В интервале глубин 500—1100 м в осадочных породах вокруг трубки выявлено несколько пластообразных скарново-рудных залежей. По периферии трубки отмечается компенсационный прогиб, в пределах которого осадочные породы разбиты на отдельные блоки с амплитудами смещения сбросового характера величиной до 50—100 м. Вмещающими породами трубки взрыва месторождения являются осадочные породы венда — кембрия и ордовика, представленные соленосно-карбонатными и терригенными отложениями. На Коршуновском месторождении по геофизическим данным и за его пределами на расстоянии 30—50 км по данным глубокого бурения в карбонатно-терригенных отложениях венда — кембрия установлено наличие интрузии долерита мощностью от 100 до 150 м, получившей название Усольского силла [Феоктистов, 1978]. С этим силлом трубка взрыва связана корнями. Трубка заполнена брекчией осадочных пород и долеритов

(эксплозивная брекчия). Количество обломков долеритов с глубиной возрастает, и центральная часть трубки выполняется только брекчией долерита, образующего тело в форме некка. Весь дезинтегрированный субстрат в трубочном пространстве интенсивно преобразован гидротермальными растворами в метасоматиты, несущие магнетитовое оруденение. Среди метасоматических образований отмечаются и гидротермалиты — небольшие жилы магнетита, кальцита, редкие гнезда, сложенные кварцем или кварцем и кальцитом с сульфидами. На глубоких горизонтах месторождения встречены галит-магнетитовые руды. Сульфиды на месторождении распространены ограниченно и отлагались в основном после магнетита.

Гидрогеологическая характеристика Коршуновского месторождения определяется принадлежностью его к Ангаро-Ленскому артезианскому бассейну — огромному резервуару газонасыщенных концентрированных рассолов и рассольных вод, границы и объем которых в период образования месторождения были близки современным [Дзюба, 1984]. Для района характерна следующая гидрохимическая зональность [Пиннекер, 1966]. Венд-нижнекембрийские водоносные горизонты терригенно-карбонатного состава насыщены хлоридно-кальциевыми, реже хлоридно-магниевыми и хлоридно-кальциево-натриевыми рассолами с минерализацией от 400 до 600 г/л. Выше по разрезу в отложениях соленосной толщи все более преобладают рассолы хлоридно-натриевого состава с минерализацией от 400 до 320 г/л. Кислотность рассолов подсолевой и солевой толщ равна 2—4. В надсолевой толще минерализация хлоридно-натриевых рассолов по направлению к поверхности уменьшается до степени соленых и солоноватых вод сульфатного и гидрокарбонатного состава. В пределах рудного поля Коршуновского месторождения на глубине 700 м обнаружены хлоридно-натриевые рассолы с минерализацией солей до 150 г/л.

На основании большого количества геолого-геофизических данных, полученных при разведке многих месторождений региона, включая Коршуновское, результатов глубокого бурения в связи с поисками залежей углеводородов, нами была составлена схема последовательности формирования структур месторождений (рис. 1). Согласно данной схеме, формирование месторождений охватывало довольно значительный промежуток времени и проходило в такой последовательности (по стадиям).

Седиментогенная стадия (рис. 1, I) характеризуется накоплением осадочных пород в период раннего палеозоя на кристаллическом, жестком, слабо мобильном фундаменте. Осадочные породы консервировали рассольные воды, органику, которые позднее в процессе диагенеза и катагенеза преобразовывались в рассолы с существенными концентрациями солей, углеводороды и другие газы. Сложная миграция и превращения этих газонасыщенных рассолов (флюидов) приводили к концентрированию их в породах-коллекторах карбонатно-терригенного состава.

Дислокационная стадия (рис. 1, II) проявилась последующим накоплением осадочной толщи и деформациями осадочных пород чехла при блоковых подвижках фундамента, особенно усилившимися к концу пермского периода. Пликативные дислокации выразились образованием узких, протяженных антиклинальных складок, флексур—надразломных складок по классификации В. Е. Хаина [1973]. Дизъюнктивные нарушения также были вызваны блоковыми перемещениями фундамента и фиксировались по разлому, трассирующему осадочную толщу чехла со смещением его по латерали по отношению к разлому, достигающему кровли пород подсолевой толщи. Высокая пластичность и текучесть каменной соли при деформациях соленосной толщи приводили к перемещению части солей от крутого крыла антиклинали (смыкающего крыла флексуры), рассеченного разломом, к своду антиклинальной складки. Разлом и сопровождающая его зона повышенной трещиноватости пород, уменьшение мощности солей на крутом крыле антиклинальной складки в целом ослабляли структуру в этих участках. Образованию приразломных складок в над-

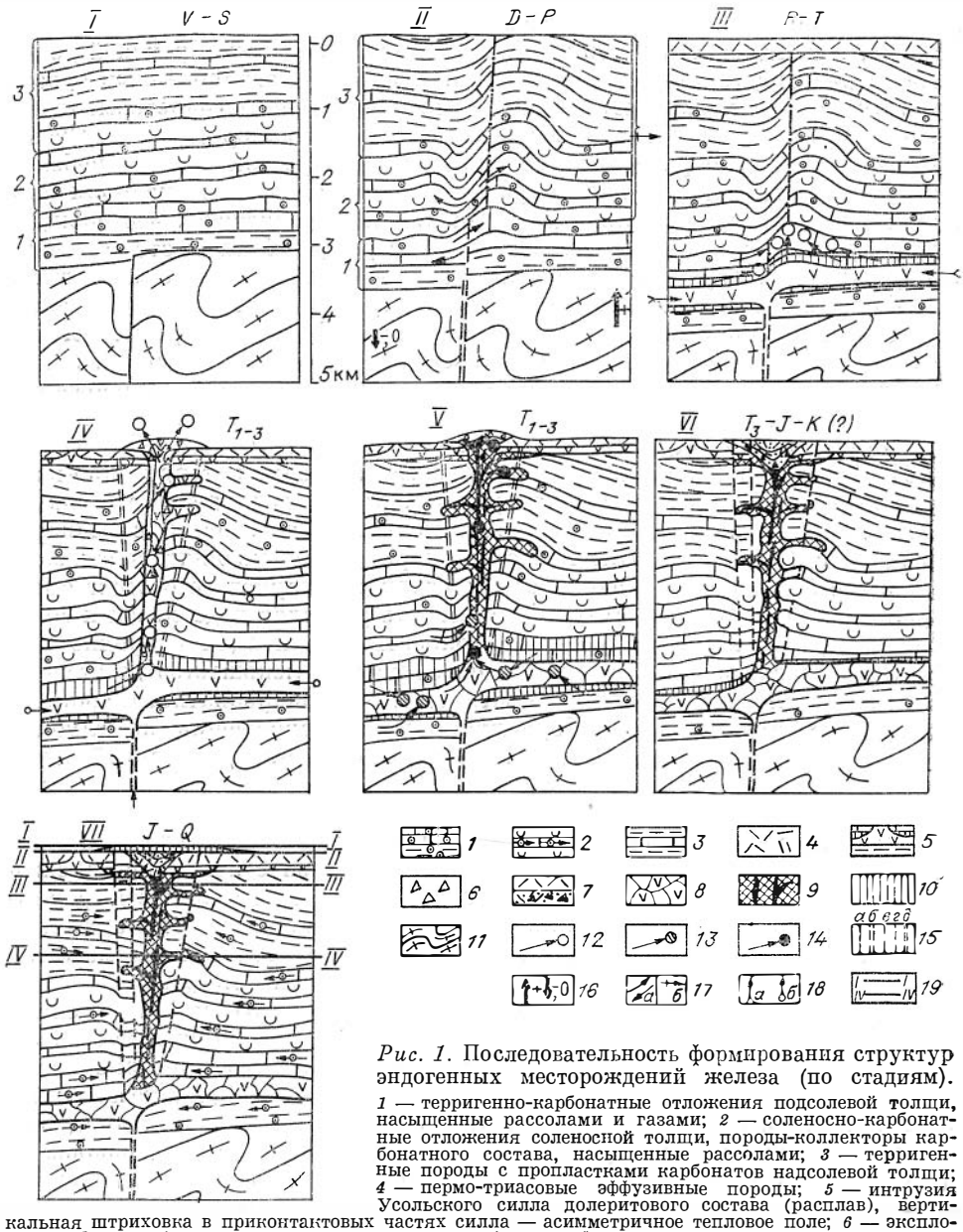


Рис. 1. Последовательность формирования структур эндогенных месторождений железа (по стадиям).

1 — терригенно-карбонатные отложения подсолевой толщи, насыщенные рассолами и газами; *2* — соленосно-карбонатные отложения соленосной толщи, породы-коллекторы карбонатного состава, насыщенные рассолами; *3* — терригенные породы с пропластками карбонатов надсолевой толщи; *4* — пермо-триасовые эффузивные породы; *5* — интрузия Усольского силла долеритового состава (расплав), вертикальная штриховка в приконтактовых частях силла — асимметричное тепловое поле; *6* — эксплозивная брекчия (осадочные породы чехла и траппы); *7* — туфогенно-осадочные породы, залегающие в форме конседиментационных складок в форме чаши, нижние слои содержат обломочные магнетитовые руды; *8* — раскристаллизованная и трещиноватая остывающая интрузия Усольского силла; *9* — метасоматиты, метасоматические руды и магнетитовые тела; *10* — юрско-четвертичные отложения, иногда перекрывающие структуры железорудных месторождений; *11* — породы кристаллического фундамента; *12* — концентрирование и направление движения газо-паровой смеси; *13* — пути миграции мобилизованных рассолов; *14* — движение рудных флюидов; *15* — разрывные нарушения фундамента: *а* — без существенного перемещения блоков по разлому, *б* — с перемещениями отложений чехла, *в* — разломы, трассирующие отложения чехла со смещениями по солевой толще, *г* — разломы компенсационного прогиба, *д* — зоны трещиноватости, возникшие при эксплозиях; *16* — направление движения блоков фундамента; *17* — направление оттока каменной соли и известняков подсолевой толщи при всестороннем давлении 1000 кг/см² (*а*) и смещения солевой и надсолевой толщи (*б*); *18* — направление поступления траппового расплава: *а* — в больших масштабах, *б* — в малом количестве; *19* — эрозионные уровни: I—I и II—II — месторождений Тунгусской синеклизы, III—III — Ангаро-Илимского района (включая Коршуновское), IV—IV — месторождений Средне-Ангарского и Непско-Гаженского районов. I—VII — последовательность формирования структур месторождений по стадиям: I — седиментационная, II — дислокационная, III — интрузивная, IV — эксплозивная, V — скарново-рудная, VI — компенсационная, VII — эрозионная.

солевой толще способствовала повышенная пластичность известняков, возникающая на глубинах 3—4 км при всестороннем давлении пород, достигающем 1000 кг/см². При этих условиях, как отмечает Л. Н. Розанов [1981], известняки из зоны повышенных давлений, обусловленных разло-

мами, оттекают в участки с пониженными давлениями, создавая локальные увеличения мощности в форме антиклинали.

Интрузивная стадия (рис. 1, III). В пермо-триасовую эпоху тектономагматической активизации Сибирской платформы в осадочную толщу чехла и на его поверхность поступило огромное количество магматического материала в форме интрузивных тел (главным образом силлов) и эффузивных пород, продуцируемых вулканами. Внедрение силлов в нижние горизонты венд-кембрийских карбонатно-терригенных отложений усиливало их дислокацию. Поступление траповой магмы, формирующей силлы, происходило и по вертикали — по разломам в фундаменте, генерирующим формирование структур в отложениях чехла, и по латерали, когда магмоподводящий разлом, питающий силлы, был расположен на удалении. В зоне антиклинальных структур мощность силла увеличивалась и его поверхность усложнялась вало- и лакколитообразными утолщениями.

Согласно данным Г. Д. Феоктистова [1978], вокруг Усольского силла возникало асимметричное тепловое поле (коэффициент асимметрии $K = 4$). На первых этапах теплового воздействия силла на терригенно-карбонатные породы, насыщенные рассолами и газами, происходило образование газопаровой смеси и накопление ее в сводовой части антиклинали.

Эксплозивная стадия (рис. 1, IV). Высокое давление газопаровой смеси в несколько килобар достигло критического уровня, превысившего прочность пород ослабленной части антиклинали. Произошел взрыв, сопровождающийся прорывом газопаровой смеси к поверхности, который раздробил осадочные породы. Незначительная часть возникшей эксплозивной брекчии была выброшена на поверхность. По пробитому каналу — трубке взрыва устремилась траповая магма, заполнившая ее центральную часть в виде некка, и распространилась среди обломочного материала в виде жил, даек и других тел сложной формы. По латерали от ствола трубки магма проникала в осадочные породы, на расстояние в десятки и первые сотни метров. Поступление траппового материала и взрывы, дробившие его, были многократными, при этом увеличивались диаметр трубки и объем эксплозивной брекчии. Взрывы способствовали развитию ряда систем трещин и нарушений вокруг главной трубки взрыва.

Температурное поле асимметричной формы вокруг силла еще более возросло. Зоной прогрева были охвачены значительные объемы флюида. К концу эксплозивного этапа тепловой энергией траппового силла мобилизуются флюиды с преобладанием жидкой фазы (гидротермальные растворы).

Скарново-рудная стадия (рис. 1, V) непосредственно следует за эксплозивной стадией. Тепловое поле, обусловленное траповым силлом, достигает максимума. По исследованиям и расчетам Г. Д. Феоктистова [1978], прогрев пород-коллекторов, насыщенных рассолами и газами, составлял 400 м со стороны кровли силла и 100 м со стороны его подошвы. Температура пород и насыщающего их флюида достигала 600°С вблизи остывающего силла, постепенно уменьшаясь к периферии аномального поля до 200° С. Раскристаллизованная интрузия силла была подвержена интенсивной трещиноватости, в некоторых участках — брекчированию, обусловившим высокую проницаемость ее для флюидов по вертикали и латерали. Мобилизованные флюиды — рассолы хлоридно-кальциевого, хлоридно-магниевого и хлоридно-натриевого состава с высокой минерализацией солей (от 400 до 600 г/л) и насыщенные метаном, углекислым газом, окисью углерода и сероводородом — выщелачивали из железосодержащих минералов долеритового силла железо, переводя его в раствор в виде сложных хлоридных комплексов. Рудоносный флюид мигрировал в сторону пониженного давления — трубки взрыва, где с понижением термобарических условий и изменением геохимической обстановки из

хлоридных комплексов железа при взаимодействии с кислородом возникали магнетитовые руды в форме столбообразных, пластовых рудных тел, отдельных жил и прожилков.

Процессы скарно-рудообразования происходят благодаря функционированию гидротермальной системы, конвективной циркуляции, теоретическое обоснование которой дали В. И. Смирнов [1981] и Х. П. Тейлор [1977]. При формировании железорудных месторождений данного типа большое значение при действии подобных гидротермальных систем также имели пластовые давления газонасыщенных рассолов, которые, по расчетам А. С. Анциферова и др. [1984], ко времени проявления траппового магматизма достигали 50—70 МПа. Высокие пластовые давления вносили дополнительный энергетический ресурс в действие гидротермальной системы, способствуя движению и разгрузке рудоносных флюидов по направлению от реагирующих поверхностей силла к трубке взрыва.

Компенсационная стадия (рис. 1, VI). При полном расходовании рассолов в сфере теплового поля силла и его остывании скарново-рудный процесс прекращается. Гидротермальная система, не обеспеченная энергией и водой (рассолом, осуществляющим тепло-массоперенос), прекращает функционировать.

Расход больших объемов рассольных вод, газов, уменьшение объема интрузивного тела (силла) при остывании и выщелачивании из него ряда компонентов являлись причиной возникновения большого количества пор, пустот и полостей. Это приводило к усадке скарново-рудных тел месторождения в пределах трубки взрыва, просадке блоков осадочных пород вокруг нее. Суммируясь по вертикальному направлению структуры месторождения, процесс усадки наиболее четкое выражение приобретал в его верхней части. Возникали компенсационный прогиб осадочных пород вокруг трубки взрыва, разбитых разломами, и конседиментационные складки в форме чаши, венчающие месторождение.

Эрозионная стадия (рис. 1, VII). Степень и направленность мобильности блоков фундамента южной части Сибирской платформы в мезокайнозое являлись основными причинами, способствовавшими разрушению, эрозии структур железорудных месторождений либо их сохранности. В районах, где преобладали перемещения блоков фундамента отрицательного знака, структуры месторождений менее всего пострадали от эрозии и в некоторых случаях даже были предохранены от ее действия плащом отложений юрского и более позднего возраста (месторождения Тунгусской синеклизы, см. на рис. 1, VII эрозионные уровни I—I и II—II). В районах, где воздымание блоков фундамента было наиболее значительным, железорудные месторождения более всего подверглись эрозии (месторождения Средней Ангары, Непско-Гаженского района, эрозионный уровень IV—IV). Структуры Коршуновского и других месторождений Ангаро-Илимского района имеют среднюю степень эродированности (эрозионный уровень III—III).

Со времени прекращения функционирования гидротермальных систем, исчерпавших энергетические и водные (рассольные) ресурсы, на некоторое время водоносные комплексы и связанные с ними рудоносные структуры были обезвожены. В конце мезозоя — квартера с подтоком рассольных вод они вновь заполнились рассолами и рассольными водами.

Предложенная схема формирования структур месторождений и затронутые некоторые вопросы их генезиса нуждаются в более надежных способах обоснования источников воды, рудного вещества и др. С этой целью на Коршуновском месторождении изучены флюидные включения в минералах рудных залежей, изотопный состав водорода воды из включений, изотопный состав кислорода магнетитовых руд, кислорода и углерода кальцита разных генераций. Анализировался также привнос-вынос компонентов при процессах метасоматоза.

Для получения основных физико-химических характеристик формирования Коршуновского месторождения было проведено оптическое, тер-

мометрическое и криометрическое изучение флюидных включений в минералах, отобранных из карьера и керна скважин. Из исследуемых минералов наиболее информативным оказался кальцит, кристаллизация которого происходила на всем протяжении минералообразования. В минералах, по данным М. М. Пухнаревича и др. [1984а, б], флюидные включения имеют размеры 20—40 мкм, редко до 90 мкм. Одна из характерных особенностей включений — постоянное присутствие кроме газовой и жидкой также 1—10 твердых фаз. Это свидетельствует о высокой соленосности минералообразующих растворов. Обычно наблюдались одна или две изотропные фазы, представленные галитом или галитом и сильвином. Во включениях, содержащих до 10 кристаллических фаз, только две из них были сравнительно больших размеров (обе — изотропные), остальные — меньших размеров (из них одна фаза отчетливо анизотропная). При нагревании до 150°С во включениях оставались только две-три твердые фазы, остальные полностью растворялись (анизотропная фаза растворяется при 70°С).

Впервые для Коршуновского месторождения при криометрических исследованиях крупных включений в кальците был обнаружен анизотропный кристалл коричневого цвета — хлорид железа (охлаждение достигло —80°С), что может свидетельствовать о сравнительно высокой концентрации железа в минералообразующих хлоридных растворах. При нагревании до —8°С кристалл полностью растворяется. Температура эвтектики растворов в таких включениях равна —54°С.

При термометрических исследованиях флюидных включений установлено, что от высоких температур (420°С) до низких (50°С и ниже) минералообразование происходило из высококонцентрированных растворов (рассолов), охлаждение которых в изолированных флюидных включениях приводило к их пересыщению и кристаллизации твердых фаз. Наблюдения за температурами растворения галита во включениях позволили оценить минимальную концентрацию раствора, равную 46,5—27,1 мас. % экв. NaCl (870—370 г/л). С учетом ионов K, Ca, Fe и, вероятно, других реальная соленость таких растворов была значительно выше.

Применяя метод П. В. Клевцова, Г. Г. Леммлейна [1959] с использованием данных В. Б. Наумова [1982] для раствора NaCl, были определены значения давлений в течение всего минералообразования. Давление было довольно высоким, варьируя от 1050 до 1400 бар.

При изучении изотопного состава водорода воды из включений в минералах Коршуновского месторождения и изотопного состава кислорода и углерода, кальцитов разных генераций были получены следующие результаты [Пухнаревич и др., 1984а, б]. Значения δD воды из флюидных включений высокотемпературных ассоциаций, содержащих магнетит, лежат в интервале от —89 до —122‰. Рассчитанные значения $\delta^{18}O$ воды составляют 14—16‰. Кальцит-хлоритовая и кальцит-сульфидная низкотемпературные ассоциации отлагались из флюида с более низкими значениями δD и $\delta^{18}O$ (от —167 до —239‰ и от 6 до —3‰ соответственно).

Сравнение полученных изотопных характеристик рудообразующего флюида с изотопными характеристиками рассолов района показывает следующее (рис. 2). Интервал значений δD флюида, отлагавшего магнетит, совпадает с интервалом соответствующих значений для рассолов района и рассолов, отобранных из скважин в пределах рудного поля. Значения $\delta^{18}O$ этого флюида имеют более высокие величины, чем в рассолах.

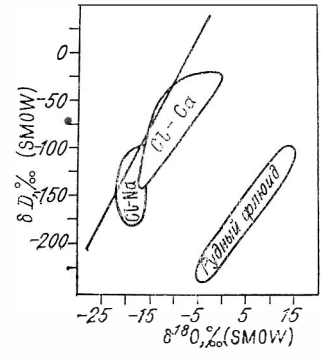


Рис. 2. Значение δD и $\delta^{18}O$ воды хлоридно-натриевых и хлоридно-кальциевых рассолов Ангаро-Ленского артезианского бассейна и воды рудообразующих флюидов Коршуновского месторождения.

Такое утяжеление изотопного состава кислорода воды наблюдается для термальных вод различных регионов мира и объясняется изотопно-обменными реакциями между водой и породами при повышенных температурах [Тейлор, 1977]. На Коршуновском месторождении рассолы контактировали с карбонатными породами, что приводило к существенному обогащению воды тяжелым изотопом кислорода до величин, превышающих $20^0/_{00}$ в случае достижения изотопного равновесия между водой и породой при температуре около 400°С.

В верхних частях месторождения отложение низкотемпературных ассоциаций происходило из флюидов, обогащенных легкими изотопами. По-видимому, это было связано с вовлечением в гидротермальную систему изотопно-легких вод верхних горизонтов разреза. Эти воды содержат существенные количества сульфат-иона, который отсутствует либо отмечается в очень малых количествах в хлоридно-кальциевых рассолах нижних горизонтов. Полученные данные по изотопному составу серы сульфидов [Пухнаревич и др., 1984а, б] позволяют считать, что восстановление сульфатной серы битуминозным веществом, часто встречающимся среди минеральных ассоциаций месторождений, приводило к появлению сульфидов во время отложения низкотемпературных ассоциаций. С окислительно-восстановительными реакциями между сульфатной серой и битуминозными веществами, углеводородами связаны и вариации изотопного состава углекислоты флюидов. Гидротермальные растворы, отлагавшие магнетитсодержащие ассоциации, характеризуются значениями $\delta^{13}C$ углекислоты от 1,6 до $-1{,}4^0/_{00}$. При отложении сульфидных ассоциаций величина $\delta^{13}C$ углекислоты гидротермального раствора понижается до $-5{,}1 \div -9{,}1^0/_{00}$ в результате добавки в систему изотопно-легкой углекислоты, образовавшейся за счет окисления органического вещества.

Исследование изотопных соотношений кислорода магнетитов Коршуновского месторождения [Борщевский и др., 1982] показало, что они существенно обогащены тяжелым изотопом кислорода (см. таблицу). Подобное обогащение магнетитов изотопом O^{18} происходило при метасомати-

Изотопный состав кислорода, углерода известняков и кальцитов и кислорода магнетитов Коршуновского месторождения

Индекс образца	Место взятия (номер скважины)	Глубина, м	Вмещающие породы	δO^{18}, ‰ (SMOW)	δC^{13}, ‰ (PDB)
			Кальцит		
165	358	910	Галит-магнетитовая руда	+16,10	—2,63
166	358	899	Магнетит-пиритовая руда	+13,98	—2,77
226	335	600	Скарнированный аргиллит	+14,32	—2,51
242	405	515	Известняк	+16,42	—2,82
242	424	660	Кальцит-серпентиновая порода	+15,09	—3,12
248	424	734	Скарнированная брекчия	+17,87	—2,28
188	360	481	Кальцит-магнетитовая руда	+17,08	—3,41
			Известняк		
200	357	768	Известняк	+20,36	—0,44
209	335	783	»	+18,50	—2,01
			Магнетит		
277	417	100	Массивная метасоматическая руда	+8,3	
286	412	540	Брекчиевидная магнетитовая руда	+8,7	
201	357	1063	Массивная пирит-магнетитовая руда	+8,3	

Примечание. Анализы выполнены в Институте литосферы АН СССР под руководством Ю. А. Борщевского.

ческом замещении и кристаллизации из рудоносных флюидов, существенно обогащенных тяжелым изотопом кислорода в составе углекислоты и гидрокарбонат-иона. Высокие значения $\delta O^{18} = +20^0/_{00}$ известняков, кальцитов, ассоциирующих с магнетитовыми рудами и оруденелыми метасоматитами — $\delta O^{18} = +17,8^0/_{00}$, продуцирующих углекислоту и гидрокарбонат-ион, повышенные значения δO^{18} хлоридно-кальциевых рассолов (см. таблицу, рис. 2), принимавших участие в рудообразовании, убеждают нас в широком участии тяжелого изотопа кислорода углекислых соединений и рассольных вод в образовании магнетитовых руд.

Выщелачивание железа из долеритового силла, внедрившегося в рассолоносные породы, и перенос его к местам рудоотложения осуществлялись, вероятнее всего, в форме хлоридов, что подтверждается исследованиями Д. И. Павлова [1975] и современными данными экспериментального моделирования природных гидротермальных систем Н. В. Вилора и Л. А. Казьмина [Вилор, 1983; Вилор, Казьмин, 1979]. Последние установили, что растворимость пирит-пирротин-магнетитовой ассоциации в растворах хлористого натрия, насыщенных углекислотой, увеличивается главным образом с ростом температуры. При 200—250°С в этих растворах доминируют простой ион $FeCl^+$, при 300°С и выше он сменяется более сложным, тяжелым комплексом $[FeCl_3]^-$. Хлориды железа находятся в равновесии в умеренно кислых хлоридных растворах. Реакция хлоридообразования наиболее интенсивно протекает при температурах 350°С и выше. Концентрация хлоридов железа зависит от состава гидротермальной, менее — газовой фаз.

На условия транспортирования, длительность миграции растворов, насыщенных хлоридами железа, формировавших Коршуновское месторождение, влияли повышенные содержания метана, водорода, окиси углерода, сероводорода. Их объем в рассолах на период формирования месторождения достигал 1500—2000 мл/л [Анциферов и др., 1984]. В настоящее время в районе месторождения насыщение рассолов перечисленными газами (включая азот, гелий, аргон) достигает 500—800 мг/л. Эти газы поддерживали восстановительный режим в рудоносной гидротермальной колонне, заполняющей трубку взрыва, и сдерживали процессы минералообразования. Постоянное поступление этих газов в растворы поддерживалось их подтоком к трубке взрыва из залежей, ловушек, пустот нижнекембрийских отложений чехла платформы. Там, где эти условия сохранялись длительное время, амплитуда оруденения по вертикали (столбообразные рудные тела в трубке взрыва) и по латерали (пластообразные рудные залежи, примыкающие к трубке) достигала максимума.

Закономерность сохранения восстановительного режима в гидротермальных системах за счет газов-восстановителей, определяющих длительность миграции и степень концентрирования рудных компонентов, наиболее убедительно доказана и сформулирована Ф. А. Летниковым с соавторами [1977]. Правомерность ее проявления на Коршуновском и аналогичных месторождениях региона не вызывает принципиальных возражений.

Основным источником железа руд и метасоматитов Коршуновского месторождения была интрузия Усольского силла, прореагировавшая с рассолами. Некоторое количество железа было извлечено из эксплозивной брекчии трубки взрыва. Процессы привноса-выноса компонентов, в частности железа из долеритов, хорошо изучены в пределах максимально разведанной (до 1500 м) части скарново-рудного поля месторождения. Метасоматические процессы, обусловившие преобразование Усольского силла (скарнирование, карбонатизация, серпентинизация, хлоритизация), аналогичны преобразованиям пород того же долеритового состава, отмечаемым в трубке взрыва в виде эксплозивной брекчии. Процессы привноса-выноса железа и других компонентов пород эксплозивной брекчии и Усольского силла сопоставимы.

Установлено, что при содержании железа 13,7—15% в долеритах

трубок взрыва Коршуновского и других месторождений в результате метасоматических преобразований вынос его достигает 10% [Пухнаревич, Феоктистов, 1967]. Общее количество железа, экстрагированное из долеритов трубки взрыва, составит около 340 млн. т (объем долеритов до кровли Усольского силла определен в 1,5 км³). Разведанные и прогнозные запасы Коршуновского месторождения принимаются в размере 1,5 млрд. т, такое же количество железа (взят минимум) расходуется при образовании метасоматитов. Из 3 млрд. т всего железа, вынесенного из долеритов, 2,66 млн. т было извлечено из Усольского силла. При минимальной мощности пластины силла в 100 м и выносе из нее 5% железа, площадь составляла бы прямоугольник размером 4×5 км. При метасоматической проработке пластины силла на глубину только 20 м (со стороны кровли) площадь силла увеличится в 5 раз.

Таким образом, при метасоматических преобразованиях долеритов трубки взрыва Коршуновского месторождения было извлечено 11,3% железа, остальные 88,7% были экстрагированы из Усольского силла (расчеты приближенные).

При подсчете объема рассольных вод, мобилизованных Усольским силлом, нами были учтены следующие основные факторы. Мощность силла в 100 м, способного создать асимметричное тепловое поле до 500 м [Феоктистов, 1978], была принята минимальной. Средняя пористость пород-коллекторов, насыщенных рассолами и газами в зоне этого теплового поля, составляет 10% [Басков, 1983; Фукс и др., 1978]. Растворимость железа в хлоридных растворах достигает 5—70 г/кг раствора (около 7—93 г/л при удельном весе концентрированных рассолов 1,33 г/см³) [Наумов, 1982]. Если принять среднюю — 50 г/л и максимальную — 93 г/л величины растворимого железа в мобилизованных рассолах, то для извлечения и перемещения 1,5 млрд. т железа потребовалось бы соответственно 30 и 16 км³ рассолов: 0,05×20×30 = 30 км³, 0,05×20×16 = 16 км³, где 0,05 км (50 м) — общая мощность рассолов по вертикали (при 10% пористости) в 500-метровом температурном поле силла.

Для придания мобильности и реагентоспособности подобным объемам рассолов потребовалась тепловая энергия, создаваемая силлом мощностью 100 м и площадью 20×30 км² и 16×20 км².

Образование околорудных метасоматитов потребовало бы для извлечения и переноса адекватных количеств железа, вероятно, вдвое больших объемов растворов-рассолов. Это предположение реально и допустимо, если учесть, что мощность силла нами принималась минимальной, тогда как во многих случаях она достигает 150 м и более, особенно в зонах пликативных структур. При этих условиях энергоемкость силла возрастет в 1,5 раза и более, увеличиваются размеры температурного поля и объемы мобилизованных рассолов.

Полученные нами приблизительные расчеты величины площади силла размером 20×30 км², мобилизовавшего рассолы, участвовавшие в формировании крупного Коршуновского месторождения, соответствуют пространственной позиции других крупных и средних месторождений региона. Эти месторождения располагаются в пределах площадей, ограниченных радиусом 10—15 км, и никогда не подступают друг к другу ближе 20—30 км, т. е. площади формирующих их силлов соответствовали площади Коршуновского месторождения.

Таким образом, источником железа являлись силл и, в незначительной степени, эксплозивная брекчия траппов трубки взрыва; источником рудоносных флюидов — мобилизованные этим силлом рассолы в пределах его теплового поля. Тепло- и массоперенос при образовании месторождения осуществлялся от уровня силла до дневной поверхности без участия подкоровых и мантийных источников. По типу генезиса Коршуновское месторождение — гидротермально-метасоматическое. Его образование следует связывать с функционированием гидротермальной системы на уровне отложений чехла платформы.

ЛИТЕРАТУРА

Анциферов А. С. и др. Нефтегазовая гидрогеология юга Сибирской платформы.— М.: Недра, 1984.— 191 с.

Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1983.— 262 с.

Борщевский Ю. А., Пухнаревич М. М. и др. Изотопные особенности железорудных месторождений Ангаро-Илимского типа (Сибирская платформа) // IX Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл.—М., 1982.— Т. 2.— С. 432—434.

Вилор Н. В. Поведение золота и железа в гидротермальных растворах // Флюидные постмагматические системы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 146—202.

Вилор Н. В., Казьмин Л. А. Исследование возможных форм переноса железа в кислых гидротермальных растворах методом физико-химического моделирования на ЭВМ // Геология руд. месторождений.— 1979.— № 2.— С. 47—54.

Геология нефти и газа Сибирской платформы.— М.: Недра, 1981.— 550 с.

Дзюба А. А. Разгрузка рассолов Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 154 с.

Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с Памира // Зап. ВМО.— 1959.— Ч. 88, вып. 6.— С. 661—666.

Летников Ф. А., Карпов И. К. и др. Флюидный режим земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1977.— 216 с.

Наумов В. Б. Возможности определения давления и плотности минералообразующих сред по включениям в минералах // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений.— М: Недра, 1982.— С. 85—94.

Павлов Д. И. Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод.— М.: Наука, 1975.— 245 с.

Пиннекер Е. В. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна.— М.: Наука, 1966.— 331 с.

Пиннекер Е. В. Значение изотопных определений при изучении месторождений подземных вод (на примере Восточной Сибири) // Месторождения подземных вод Иркутской области.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1974.— С. 14—31.

Пухнаревич М. М., Гриненко Л. М., Кавиладзе М. Ш. Изотопный состав серы эндогенных месторождений железа юга Сибирской платформы // X Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл.— М., 1984а.— С. 200.

Пухнаревич М. М., Наумов В. Б., Банникова Л. А. и др. Генезис минералообразующих флюидов, сформировавших Коршуновское магнетитовое месторождение // X Всесоюз. симпозиум по стабильным изотопам в геохимии: Тез. докл.— М., 1984б.— С. 81.

Пухнаревич М. М., Феоктистов Г. Д. Траппы некоторых железорудных месторождений Ангаро-Илима и их гидротермально-метасоматические изменения // Изв. Забайкальского геогр. о-ва.— Чита, 1967.— Т. III, вып. 4.— С. 18—33.

Розанов Л. Н. Динамика формирования тектонических структур платформенных областей.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981.— 138 с.

Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология руд. месторождений.— 1981.—№ 1.— С. 5—17.

Тейлор Х. П. Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования.— М.: Мир, 1977.— С. 213—295.

Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 166 с.

Фукс Б. А., Казанский В. В. и др. Вскрытие продуктивных пластов и испытание скважин в условиях засоленного разреза.— М.: Недра, 1978.— 126 с.

Хаин В. Е. Общая геотектоника.— М.: Недра, 1973.— С. 359—361.

С. С. Долгушин, А. Л. Павлов

ИНТРУЗИВНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время в рамках представлений об эндогенной природе рудной минерализации большинство исследователей являются сторонниками метасоматической модели формирования железорудных месторождений так называемой скарново-магнетитовой формации. Согласно этой модели образование месторождений связывается с длительно протекающими процессами метасоматического замещения рудным веществом

твердого субстрата вмещающих пород на постмагматическом этапе развития магматической системы. Источником рудного вещества являются постмагматические растворы, первоначально обогащенные железом или мобилизующие его из боковых пород на путях своего движения.

Между тем изучение многих месторождений этой формации позволяет нам обосновать другую — интрузивно-метасоматическую — модель рудообразования, согласно которой оно происходит в магматический, точнее — позднемагматический этап развития рудно-магматической системы путем интрузии рудной флюидной магмы. Метасоматический же процесс как составная часть магматического сопровождает интрузию рудной магмы, в значительной степени осложняя весь процесс рудообразования, который в общем случае может быть определен как интрузивно-метасоматический.

Представления об интрузивном генезисе довольно обширной группы эндогенных месторождений вообще и железорудных в частности не новы и имеют достаточно длительную историю. Так, следует отметить, что в конце прошлого и начале настоящего века они пользовались широким признанием среди многих исследователей [Заварицкий, 1926; Левинсон-Лессинг, 1952; Гейер, Магнуссон, 1955; Vogt, 1927; Geijer, 1931]. В нашей стране наиболее последовательным сторонником этих представлений был Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [1952], считавший уральские месторождения (горы Высокая и Благодать) образовавшимися из магнетитового расплава путем его интрузии. Позже в связи с развитием теории метасоматического рудообразования на смену представлениям интрузивного генезиса магнетитовых месторождений пришли представления об их существенно метасоматическом происхождении. Однако дискуссия о генезисе магнетитовых месторождений, по существу, не прекращалась, поскольку в литературе периодически появлялись публикации, указывающие на магматическую природу руд ряда месторождений. Особенно она оживилась после обнаружения заведомо магматических магнетитовых месторождений Эль-Лако в Чили. В последние годы представления о магматическом генезисе магнетитовых месторождений получили новые теоретические разработки [Павлов, Дымкин, 1979; Павлов, 1983; Маракушев, Громеницкий, 1983; и др.].

Коротко остановимся на данных, обосновывающих предлагаемую модель и касающихся термодинамических аспектов образования рудных магм, их проявления в природных условиях, морфологии месторождений, соотношения оруденения с магматизмом, источника рудного вещества и структурно-текстурных особенностей руд.

Термодинамические аспекты образования рудных магм. В основе предлагаемой интрузивно-метасоматической модели лежат представления о рудных магмах, являющихся продуктом дифференциации силикатных магм. Закономерно возникает вопрос: с чем же следует связывать появление рудных магм в процессе эволюции силикатных расплавов? Наиболее полно этот вопрос рассмотрен А. Л. Павловым [1983]. Здесь же мы коснемся его в самой общей форме.

Использование методов равновесной термодинамики и привлечение материалов по физико-химии пирометаллургических процессов позволяют получить сведения, обосновывающие вывод о том, что одна из вероятных причин появления и обособления рудного вещества в виде рудной магмы в процессе перерождения силикатных расплавов на магматической стадии заключается в повышении содержания окислов щелочных и щелочноземельных металлов, воды и углекислоты, предопределяющих возрастание окислительных свойств расплавов и парциального давления кислорода в системе. При этом происходит перерождение силикатных магм, богатых железистыми силикатами в ферритные рудные магмы, обогащенные ферритным железом, двуокисью кремнезема, силикатами щелочных и щелочно-земельных металлов с дальнейшим их разделением ликвационным путем и последующей инъекцией рудной магмы вверх, где она формирует рудные залежи. Именно процесс ферритизации, т. е. окисления ионов

двухвалентного железа силикатов до трехвалентного железа ферритов в условиях повышенной щелочности расплавов под влиянием рассмотренных выше причин, следует признать одним из главных и обязательных факторов, предопределяющих ликвационную дифференциацию первичных магм и приводящих к обособлению рудных ферритовых магм с параллельным отделением магм повышенной щелочности и кремнекислотности. Заметим, что этим обстоятельством, как нам представляется, объясняется широкое развитие щелочных пород, таких как сиениты, альбитофиры и трахиты, в рудных полях многих месторождений магнетита. Одной из характерных особенностей рудной магмы является ее высокая газонасыщенность, определяющая интенсивность процессов метасоматоза при ее становлении.

Проявление рудных магм в природных условиях. Проявление рудных (магнетитовых или гематитовых) магм в природных условиях распространены достаточно широко. Особенно же широко распространены продукты кристаллизации магм переходного типа от силикатных к рудным — магнетитсодержащие породы основного, среднего и кислого состава, в числе которых в первую очередь следует отметить рудные туфы, рудные порфиры и порфириты, часто встречающиеся на железорудных месторождениях Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Не повторяя обзора материала по этому вопросу, сделанного А. Л. Павловым [1983], мы упомянем только несколько типичных случаев.

Наиболее ярким проявлением рудных магм являются магнетитовые лавы древнечетвертичного вулкана Эль-Лако в Чили, сформировавшие несколько залежей с общими запасами около 70 млн. т [Park, 1961]. В Швеции находится одно из крупнейших магнетитовых месторождений мира — Кирунавара, представления о магматическом генезисе которого уже давно стали хрестоматийными [Vogt, 1927; Geijer, 1931]. Широко известны связанные с карбонатитами магматические магнетитовые руды, описанные Д. Робинсоном [1975] и др. В частности, В. С. Харламов отмечает, что железные руды, синрудные породы и карбонатиты кристаллизовались из высокоподвижных расплавов в основном силикатно-магнетит-карбонатного состава. Магнетит-апатитовые интрузивные тела, ассоциирующие с известково-щелочными магматическими породами, описаны Дж. Бедхамом и Р. Мортоном [Badham, Morton, 1976] в Канаде. По их мнению, магнетитовые тела образовались из магнетитовой жидкости, отделившейся от силикатной магмы. Для Центрального Ирана Г. Форстером и У. Книттелем [Förster, Knittel, 1979] показано наличие магматических апатит-магнетитовых месторождений, являющихся продуктом излияния магнетитсодержащих расплавов, синхронных с риолитовым магматизмом. В нашей стране в Забайкалье Ю. А. Нуварьевой с соавторами [1980] описано месторождение магматических апатит-магнетитовых руд.

В АССО широко распространены магнетит- и гематитсодержащие породы, представленные рудными туфами, рудными порфирами и порфиритами, описанными на ряде месторождений Горной Шории А. Г. Поспеловым [Железорудные месторождения..., 1958]. А. М. Дымкиным с соавторами на Холзунском [1979], С. С. Долгушиным [1974] на Анзасском, С. С. Долгушиным и А. Л. Павловым [1985] на Ярышкольском, Э. Г. Кассандровым [1979] на ряде рудопроявлений Алтая и т. д. Рудные туфы, рудные порфириты и порфиры — это породы, относящиеся к типично магматическим образованиям со значительным количеством рудного минерала — магнетита или гематита. По содержанию в них железа они часто приближаются к рудам, а иногда ими и являются, что отмечается, например, на Анзасском месторождении. Как магматические породы, изначально обогащенные магматогенным магнетитом, иногда в очень высокой степени, они являются прямым продуктом кристаллизации рудной магмы и в генетическом ряду интрузивная порода — руда служат переходным звеном между материнскими породами рудоносного комп-

лекса и их производными — рудами. Их наличие прямо свидетельствует о возможности высокого концентрирования рудного вещества на магматической стадии, приводящего к образованию рудных магм, а наличие тесных взаимоотношений с рудами говорит о том, что процессы образования тех и других связанных между собой единством происхождения, отражая магматический этап развития рудоносной системы.

Структура и морфология месторождений как отражение интрузивного пути их развития. Основные структурно-морфологические особенности железорудных месторождений, связанные с автономностью их структур и морфологии относительно вмещающей среды и тенденцией расширения снизу вверх, определяющей в той или иной степени выраженную конусность их объемных фигур, не могут быть удовлетворительно поняты без привлечения представлений о формообразующей способности рудной магмы и интрузивного пути ее становления. Формообразующая способность рудной магмы обусловлена ее саморазвитием в связи с перемещением (инъекцией) ее с глубины из области высоких температур и давлений в верхние горизонты с меньшей температурой и давлением. Основным фактором саморазвития системы является прежде всего фазовое расслоение, обусловленное интенсивным протеканием окислительно-восстановительных реакций структурными превращениями в жидкостях, в том числе полимеризацией расплавов, их вскипанием в результате снижения давления и другими явлениями, приводящими к разуплотнению и увеличению объема в связи с резким расширением газовой фазы [Иванкин, 1970; Кормилицын, 1973; Маракушев, Громеницкий, 1983]. Перемещающиеся (инъецирующие) вверх рудные продукты дифференциации магмы, взаимодействуя со средой, завоевывают определенное пространство, геометрические параметры которого должны быть связаны с их физическими и термодинамическими свойствами, вследствие чего объемная фигура месторождения прямо не зависит от особенностей строения вмещающей среды. Из принципа развития перемещающейся в пространстве гидродинамической системы следует, что рудное поле должно неизбежно характеризоваться направленными изменениями от корневых частей к фронтальным. Применительно к геометрии рудно-магматического процесса это должно обозначать наличие закономерных изменений фигуры рудного поля с глубиной. Как следствие этого — фигура рудного поля должна обладать свойствами асимметрии в первую очередь в вертикальном направлении, так как глубинные части принципиально не могут быть повторены во фронтальных частях. Именно эти закономерности и отражаются в строении конкретных месторождений. Так, проведенный нами структурно-морфологический анализ железорудных месторождений АССО показал, что основным морфологическим мотивом является расширение рудного поля от его корневых частей к фронтальным. В идеальном случае, если бы вмещающая среда была изотропна, фигура рудного поля должна была бы иметь форму гидравлического диффузора. Однако реальная геологическая среда всегда в той или иной степени анизотропна, что и приводит к искажению фигуры в первую очередь в сторону ее уплощения. В связи с этим в зависимости от степени анизотропии среды (проработанности контролирующей положение месторождения тектонической зоны, характера слоистости пород и т. д.) магнетитовым месторождениям свойственны фигуры конусовидные, уплощенно-конусовидные или даже плоские, но имеющие в продольной проекции клиновидную форму, обращенные расширенной частью вверх.

Одно из необходимых условий реализации формообразующей способности рудной флюидной магмы — инъекционный путь ее становления, при котором она, как и любая другая эндогенная жидкость, например силикатная магма, завоевывает себе определенное пространство, равное всему ее объему, включая и его увеличение за счет саморасширения. Именно в этом случае и проявляется ее структурно- и формообразующая способность, обусловливающая определенную автономность структур

и морфологии месторождений относительно вмещающей среды. С другой стороны, формирование месторождения инъекционным путем возможно только при условии высокой концентрации рудного вещества в инъецирующей системе, соизмеримой с концентрацией его в рудах, так как весь (или почти весь) объем рудного вещества должен быть подан на место становления в принципе одноактно. Этим условиям, т. е. высокой концентрации рудного вещества, и удовлетворяет рудная магма, представляющая собой продукт дифференциации силикатной магмы рудоносного комплекса.

Соотношение оруденения с магматизмом и источник рудного вещества. Точка зрения о метасоматическом генезисе магнетитового оруденения базируется на представлениях о его формировании в постмагматический этап становления рудоносного комплекса. Между тем фактический материал позволяет говорить не о постмагматическом, а о магматическом, точнее — позднемагматическом времени его проявления.

Наиболее типичный случай для железорудных месторождений АССО — проявление оруденения промышленного типа после главной, но до заключительной дайковой фазы рудоносного комплекса, имеющей близкий, а иногда и тождественный состав с главной фазой. Например, на железорудных месторождениях Горной Шории — Таштагольском, Шерегешевском и др.— рудная минерализация, накладываясь на сиениты главной фазы, повсеместно рвется дайками микросиенит-порфиров [Алабин, 1977; Лапин, 1976; и др.]. Отдавая должное трудностям установления более узкого интервала времени проявления рудной минерализации между главной фазой и дайковой, отметим, что близость по составу прорывающей оруденение дайковой фазы к составу главной дорудной фазы свидетельствует о происхождении их из одного очага, т. е. в магматический этап его развития. Кроме того, среди магматических производных достаточно часто встречаются породы с повышенным содержанием магнетита (рудные порфиры и порфириты), прямо свидетельствующие о наличии в расплаве высоких концентраций магнетита.

В этой же связи отметим, что А. Н. Маракушев и Е. П. Громеницкий [1983], развивая представления о рудных магмах для систем, аналогичных изучаемым нами, считают оруденение не после-, а позднемагматическим, рассматривая его как составную часть собственно магматического процесса. Определяющим моментом этих построений, так же как и в рассматриваемой нами модели, являются представления о рудных флюидных магмах как высококонцентрированных системах, с внедрением которых и связано образование месторождений.

Важное значение в расшифровке взаимоотношений магматизма и оруденения имеют рудоносные эксплозивные брекчии, широко развитые на магнетитовых месторождениях АССО [Долгушин, 1979]. Их образование связано с закрытыми эксплозиями, осложняющими инъекции рудной флюидной магмы в условиях резкого взрывообразного расширения рудоносной системы при проникновении ее с глубины в верхние горизонты со значительным перепадом температур и давлений. Тесная временная связь рудного процесса с эксплозиями свидетельствует о приуроченности его не к постмагматическому, а к собственно магматическому или точнее — к позднемагматическому этапу развития рудно-магматической системы.

При создании любой модели рудообразования решающее значение имеют представления об источнике рудного вещества. В модели метасоматического рудообразования основным источником рудного вещества считаются вмещающие породы, из которых оно извлекается постмагматическими гидротермальными растворами и переотлагается в виде компактных рудных тел. Но проведенный нами анализ соотношения объемов так называемых «осветленных» пород и руд показывает, что объемы «осветленных» пород превышают объемы руд всего в 1,5—3 раза. В то же время при возможном выносе из них 4—5% железа и содержании его в рудах 40—45% объем «осветленных» пород должен превышать объем руд в 8—10 раз. Однако если учесть, что высокая степень «осветления» пород

с выносом из них столь значительного (4—5%) количества железа достигается только для их весьма незначительной части, то становится ясным, что в общем случае объемы «осветленных» пород должны иметь гораздо более чем 10-кратное превышение над объемом руд, что не соответствует фактическим данным. Кроме того, следует учитывать, что широко распространены случаи безжелезистых или маложелезистых вмещающих пород (известняки на Белорецком, песчаники на Ярышкольском, гранодиориты на Ирбинском месторождениях и т. д.), которые вообще не могут рассматриваться в качестве важного источника железа. Все это свидетельствует о незначительной роли заимствованного из вмещающих пород железа в общем балансе месторождения и преимущественно его ювенильной природе, с чем вполне согласуются представления о рудных магмах.

Структурно-текстурные особенности руд. В силу особенностей своего происхождения рудные магмы характеризуются высокой газонасыщенностью, обусловливающей интенсивное проявление метасоматических процессов, сопровождающих ее инъекцию и приводящих к частичному перераспределению рудного вещества с затушевыванием признаков кристаллизации руд из расплава. Однако, несмотря на осложняющее влияние метасоматоза, признаки кристаллизации руд из расплава распространены на многих месторождениях достаточно широко, и вся сложность заключается не столько в их выделении, сколько в истолковании, поскольку необходимо считаться с конвергентностью этих признаков относительно магматического или метасоматического генезиса. Например, сидеронитовые структуры, глобулярная и ее разновидности — глобулярно-линзовидная и линзовидная, а также флюидальная и тонкополосчатая текстуры в заведомо магматических породах (габброидах и фельзитах) не вызывают сомнения в их магматическом генезисе. В рудах же аналогичные текстуры и структуры обычно считаются метасоматическими. В то же время дело не столько в конвергенции структурно-текстурных признаков, сколько в традиционности подхода к их диагностике в рудах как метасоматических образованиях.

Одним из наиболее ярких признаков кристаллизации руд из расплава являются сидеронитовые структуры, отмечаемые на многих месторождениях (Анзасском, Холзунском, Таштагольском и др.). Обычно это альбит- или скаполит-магнетитовые руды, в которых основная масса сложена магнетитом, а вкрапленники — альбитом, скаполитом, реже карбонатом. В случае понижения содержания магнетита эти руды переходят в рудные порфиры или порфириты, в которых сидеронитовая структура выражена особенно четко. Так, на Анзасском месторождении руды этого типа слагают вместе с вмещающими их рудными порфирами западную прикорневую часть месторождения [Долгушин, 1974]. Руды с ярко выраженной сидеронитовой структурой распространены на магнетитовых месторождениях в общем-то не столь уж широко. Гораздо шире, вплоть до господствующего их развития (например, на Абаканском месторождении), распространены руды с сидеронитовой структурой, обусловленной наличием в магнетитовой или магнетитсодержащей массе порфировых вкрапленников с разным характером границ — от прямолинейных в хорошо ограненных кристаллах до извилистых и зазубренных в изометричных зернах, отражающих коррозию вкрапленников со стороны магнетита.

Широко развиты руды, структурно-текстурные особенности которых обусловлены ликвационными явлениями при становлении рудного расплава. На отдельных объектах известны руды с глобулярной текстурой, вызванной наличием глобуль магнетита. Это так называемые «бобовидные» руды Анзасского месторождения. Наиболее же широко распространены в этой группе руды со структурами переходного типа от глобулярных к линзовидно-полосчатым, линзовидным и особенно тонкополосчатым. Как разновидность тонкополосчатых отметим руды с бурундучной и рябчиковой текстурами кальцит-магнетитового, кальцит-пирит-магнетитового и апатит-магнетитового состава, широко развитые практически на всех

месторождениях, особенно в богатых рудах. В настоящее время традиционными являются представления о метасоматическом генезисе полосчатых, в том числе рябчиковых и бурундучных текстур. Однако с меньшим основанием руды с такими текстурами можно рассматривать и как продукты расслоения, возможно ликвационного, рудных расплавов. Именно так подобные структуры и рассматриваются на многих месторождениях других металлов [Кормилицын, 1973; Мелентьев и др., 1972]. Таким образом, рассмотрение структурно-текстурных особенностей руд в свете особых условий их формирования дает основание для представлений об образовании этих руд из газонасыщенного расплава — рудной флюидной магмы.

Подводя итог вышеизложенному, отметим, что предложенная нами интрузивно-метасоматическая модель образования магнетитовых месторождений основывается на признании магматического источника рудного вещества, образовании газонасыщенного высококонцентрированного рудного расплава (рудной флюидной магмы), интрузивного пути его становления путем одноактной инъекции как в интрузивной, так и в эксплозивной форме и последующего метасоматического перераспределения рудного вещества под воздействием газово-гидротермальной фазы, что в значительной степени маскирует первично-интрузивную природу месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л. В. Проблема генезиса и пространственного размещения сиенитов и скарново-магнетитовых руд в Кондомском железорудном районе Горной Шории // Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 94—139.

Гейер П., Магнуссон Н. Железные руды Швеции // Железорудные месторождения Мира.— М.: Иностр. лит., 1955.— С. 145—171.

Долгушин С. С. Рудные порфиры Анзасского месторождения Западного Саяна // Новые данные по магматизму Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1974.— С. 96—103.

Долгушин С. С. О закрытых эксплозиях и связи с ними оруденения на скарново-магнетитовых месторождениях Алтае-Саянской складчатой области // Сов. геология.— 1979.— № 2.— С. 81—92.

Долгушин С. С., Павлов А. Л. Дифференциация рудного вещества на Ярышкольском магнетитовом месторождении // Миграция химических элементов в процессах петро- и рудогенеза.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— С. 64—73.

Дымкин А. М., Павлов А. Л., Калугин И. А. и др. О ликвации рудно-силикатного вещества и возможном механизме разделения компонентов в расплаве // Проблемы генезиса железорудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 4—11.

Железорудные месторождения Алтае-Саянской горной области.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— Т. 1, кн. 1.— 331 с.

Заварицкий А. Н. О классификации магматических рудных месторождений // Изв. Геолкома.— 1926.— Т. 45, № 2.— С. 67—80.

Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых магматогенных рудных полей.— М.: Недра, 1970.— 287 с.

Кассандров Э. Г. О рудных эффузивах и туфах железорудных месторождений Алтая // Рудоносность вулканических комплексов Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 25—35.

Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1973.— 327 с.

Лапин С. С. Магнетитовые рудные тела, их строение и магнитные свойства.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 284 с.

Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Магматические месторождения железных руд // Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.— Т. 3.— С. 385—395.

Маракушев А. А., Громеницкий Е. П. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология рудн. месторождений.— 1983.— № 1.— С. 3—20.

Мелентьев Г. Б., Делицын Л. М., Мелентьев Б. Н. Ликвация и ее значение в петрологии // Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации.— М.: Недра, 1972.— С. 253—285.

Нуварьева Ю. А., Нефедьев М. А., Якимов Л. И. Магматические апатит-магнетитовые руды месторождения Гурвунур в Западном Забайкалье // Генезис и перспективная оценка главнейших типов железорудных месторождений Сибири.— Новосибирск, 1980.— Вып. 276.— С. 69—78.

Павлов А. Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 205 с.

Павлов А. Л., Дымкин А. М. Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблема рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 80 с.
Geijer P. The iron ores of the Kiruna type. Sver // Geol. undersov.— 1931.— Vol. 367, ser. C.— P. 3—38.
Badham J. P. N., Morton R. D. Magnetite-apatite intrusions and calc-alcaline magmatism, Camsell River, N. W. T. // Can. J. Earth Sci.— 1976.— Vol. 13, N 2.— P. 348—354.
Förster H., Knittel U. Petrographic observations on a magnetite deposit at Mishdovan, Central Jran // Econ. Geol.— 1979.— Vol. 74.— P. 1485—1510.
Park C. F. A magnetite «flow» in Northern Chili // Econ. Geol. — 1961.— Vol. 58, N 2.— P. 431—436.
Robinson D. N. Magnetite serpentine-calcite dikes at Premier mine and aspects of their relationship to kimberlite and to carbonatite of alkalic carbonatite complexes // Physics and Chemistry of the Earth.— Oxford, New York, Toronto, Sidney, Paris, Braunschweig: Pergamon press, 1975.— Vol. 9.— P. 61—70.
Vogt J. H. Z. On the genesis of iron ore deposites of the Kiruna type.—Stockholm, 1927.— 43 p.

Г. С. Фон-дер-Флаасс, В. И. Никулин

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МАГНОМАГНЕТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ *(Ангарская провинция)*

Обобщенная геолого-генетическая модель магномагнетитовой формации Сибирской платформы, как оказалось, не может строиться лишь в объеме рудовмещающей структуры любого известного месторождения, так как, во-первых, каждое из них во многом индивидуально; во-вторых, энергетика рудного процесса и пространственные соотношения руд с базальтоидами необъяснимы без привлечения данных по строению корневых зон рудолокализации и глубоких недр. Поэтому ниже раздельно рассмотрены верхняя часть рудно-магматической системы — типовые месторождения и нижняя — область зарождения и формирования очагов потенциально рудоносной магмы.

Основные черты типовых моделей месторождений Ангарской провинции. Раннемезозойская магномагнетитовая формация объединяет крупнейшие месторождения Ангарской железорудной провинции: Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское, Капаевское, Октябрьское, Тагарское, ряд менее крупных месторождений и рудопроявлений. Характерными общими особенностями формации являются магнезиальность и самоплавкость руд, сквозной характер оруденения по отношению к разновозрастным образованиям осадочного чехла. Месторождения приурочены к столбообразным брекчиевым телам или их сближенным группам, расположенным вдоль широкой полосы (Главная рудная зона и др.), обрамляющей Приангарскую синеклизу (рис. 1).

Крупные месторождения, как правило, характеризуются развитием так называемых чашеобразных структур, или «чаш», перекрывающих с поверхности рудоносные брекчии. «Чаши» выполнены тонкослоистыми вулканомиктовыми отложениями нерюндинской свиты нижнего триаса, в их днищах установлены обломочно-осадочные руды, сформированные за счет разрушения и переотложения основных столбообразных рудных залежей. Рудоносные брекчиевые тела нередко сопровождаются радиально ориентированными рудными жилами, приуроченными к трещинам отрыва. На разных уровнях осадочной толщи в непосредственной близости к рудоносным столбам выявлены субгоризонтальные рудные залежи, локализованные в сериях сближенных трещин отслоения. Рудоносные структуры и их сближенные группы обрамляются пред- и сорудными мульдообразными прогибами на фоне горизонтально залегающей осадочной толщи. Для мульд характерна овальная в плане и воронкообразная

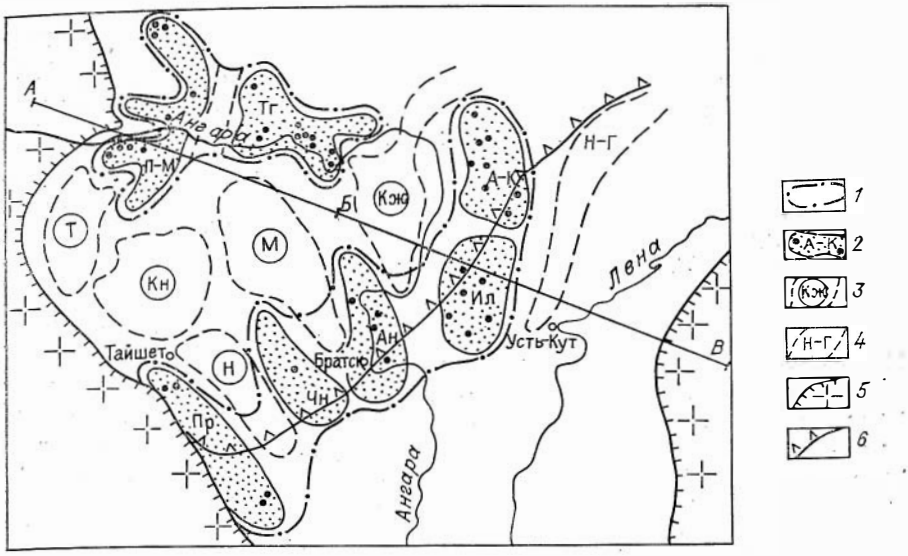


Рис. 1. Схема размещения железорудных районов Ангарской провинции.

1 — контур Главной и Средне-Ангарской рудных зон (T_1); *2* — валообразные и бортовые поднятия в границах железорудных районов (*ПМ* — Приенисейско-Маньзинский, *Тг* — Тагарский, *А — К* — Ангаро-Катский, *Ил* — Илимский, *Ан* — Ангарский, *Чн* — Чунский, *Пр* — Присаянский; залитые точки — месторождения магнетита); *3* — центральные части впадин Приангарской синеклизы (*Т* — Тасеевская, *Кн* — Канская, *М* — Мурская, *Н* — Нижнеудинская, *Кж* — Кежемская); *4* — Непско-Гаженская зона (D_3?); *5* — граница распространения осадочного чехла (контур Саяно-Байкальской горной области); *6* — юго-восточная граница распространения вулкано-тектонических структур трапповой формации (T_1).

в разрезе форма. Их размеры зависят от масштабов месторождения и достигают в поперечнике 4—7 км при глубине до 300—350 м. Все выявленные на месторождениях типы рудных залежей локализованы в пределах мульд оседания, поэтому мульды являются структурами, определяющими границы рудных полей.

Основными рудовмещающими структурами, определяющими в общем случае облик месторождений и масштаб оруденения, служат внутренние части структур диатремовой ассоциации — брекчиевые столбы (некки туффизитов), реже карманообразные и трещинные структуры. Диатремы представляют собой заглубленные в осадочный чехол субвертикальные трубообразные структуры, заметно расширяющиеся в приповерхностной зоне при переходе к кратерной части (рис. 2). На одних месторождениях диатремы проявлены как изолированные однокорневые структуры, в пределах крупных кратеров других месторождений насчитывается до пяти каналов-жерловин, разобщенных на глубинах свыше 500 м. Жерловины нередко отличаются одна от другой как по составу и структурно-текстурным особенностям слагающих пород, так и по интенсивности оруденения. По структурно-морфологическим особенностям и механизму образования железоносные диатремы наиболее близки к кимберлитовым диатремам и занимают промежуточное положение между трубками взрыва и вулканами центрального типа, отличаясь от последних отсутствием наземной постройки. Морфология диатрем осложнена крупными выступами и оторженцами осадочных пород, карманоподобными апофизами и эксплозивными брекчиевыми дайками, внедрившимися в осадочную толщу по кольцевым и радиальным зонам нарушений, а также сериями субгоризонтальных послойных ответвлений диатрем (эксплозивных силлов) протяженностью до 1200 м от эруптивного канала.

Строение диатрем этажное. Верхние горизонты сложены слоистыми литокластическими туфами, средние — неслоистыми туффизитами (интрузивными туфами). Туффизиты представлены брекчиевидными породами, сложенными преимущественно округлыми или амебовидными обособле-

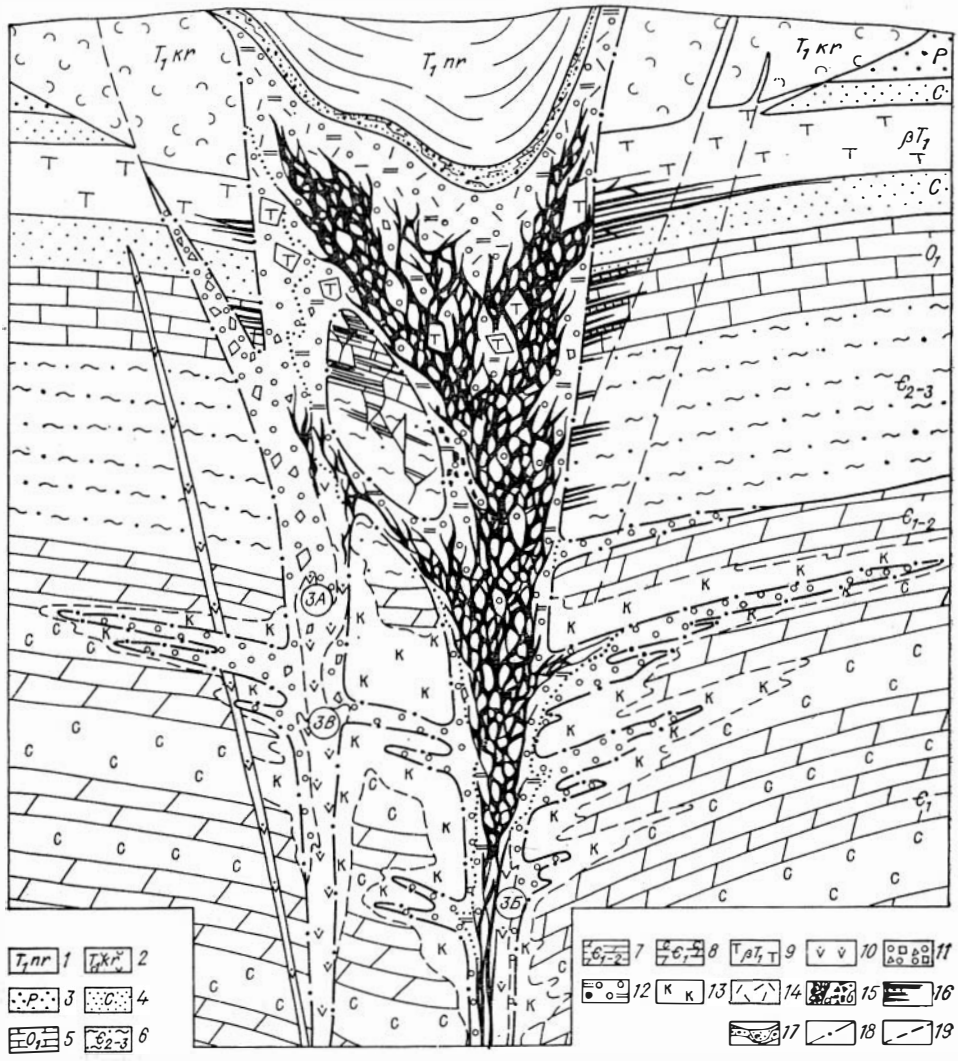


Рис. 2. Типовой разрез магномагнетитового месторождения.

1 — вулканомиктовая толща нерюндинской свиты; *2* — туфы корвунчанской свиты; *3* — пермские песчаники; *4* — песчаники карбона; *5* — известняки нижнего ордовика; *6* — аргиллиты и алевролиты верхнего — среднего кембрия; *7* — доломиты нижнего — среднего кембрия; *8* — каменные соли и доломиты нижнего кембрия; *9* — интрузивные долериты; *10* — сорудные базальтоиды диатремовой ассоциации; *11* — туффизиты сорудных базальтоидов; *12* — скарнированные туффизиты; *13* — зона кальцитизации; *14* — гидросиликатовая минерализация; *15* — руды крутопадающей залежи: *а* — брекчиевидные метасоматические, *б* — брекчированные (рудокласты раннего этапа); *16* — руды субгоризонтальных залежей; *17* — обломочно-осадочные переотложенные руды чашеобразной залежи; *18* — эруптивный контакт диатремы; *19* — тектонические нарушения (совулканические).

ниями (автокластами) базальта в кальцитовом с вкрапленностью магнетита, реже хлоритовом цементе. Автокласты имеют стекловатую зону закала и более раскристаллизованную центральную часть, в которой наблюдаются «зародыши» в виде мелких ксенолитов, чаще — гломеропорфировых выделений плагиоклаза. Нередко на различных уровнях диатрем в пределах локальных участков, а порой и в одном образце (рис. 3, *а*), наблюдаются постепенные переходы от туффизитов к монолитным базальтовым порфиритам атакситовой текстуры. В туффизитах встречаются участки, имеющие флюидально-вихревую текстуру (рис. 3, *б*). Туффизиты на различной для разных месторождений (или для разных диатрем в пределах одного месторождения) глубине постепенно, через вспененные и миндалекаменные разновидности переходят в дайко- и штокообразные тела

Рис. 3. Сорудные базальтоиды и их туффизиты.

а — переход от базальтового порфирита атакситовой текстуры к туффизиту, содержащему угловатый ксенолит микродолерита (×0,8); *б* — флюидально-вихревая текстура туффизита, подчеркнутая чередованием лентообразных обособлений базальта и цементирующей кальцитовой массы в сочетании со спирально завитыми обособлениями базальтового материала (×0,8); *в* — флюидально-трахитоидная текстура базальтового порфирита в промежутках между шлифообразными обособлениями магнетита (×20).

монолитных базальтовых порфиритов, слагающих корневые участки диатрем.

По латерали, по мере приближения к эруптивному контакту, происходит обогащение брекчиевого материала обломками вмещающих осадочных пород, образующих в отдельных случаях крупные скопления. Среди ксенолитов нередки обломки руд ранних этапов.

Развитие диатремы в ходе формирования рудоносных структур идет, вероятно, сверху вниз [Милашев, 1984]. После первых приповерхностных эксплозий, сформировавших воронку взрыва, зона пониженного литостатического давления перемещается на бо́льшую глубину, где энергии взрывообразно расширяющейся газовой фазы уже недостаточно для полного выброса. Она расходуется на дробление вмещающих пород, за счет чего происходит расширение канала, на частичное выметание обломков и перемешивание основной массы раздробленных пород с пирокластическим материалом. В случае возникновения местных перепадов давления, связанных с образованием радиальных, кольцевых нарушений, а также трещин отслоения в окружающей осадочной толще формируются «слепые» брекчиевые тела — эксплозивные дайки, «карманы» и силлы. Локализация туффизитов в этих телах является дополнительным свидетельством интрузивных (без выброса в атмосферу) условий их становления.

По мере разрабатывания канала эксплозионный уровень опускается до глубины свыше 1,5—2,0 км. Как правило, этот уровень наиболее глубок на крупных месторождениях с хорошо развитыми диатремами (западная диатрема Октябрьского месторождения, западная и восточная диатремы Капаевского месторождения), в то время как в диатремах с более коротким циклом развития штокверк даек базальтоидов, не претерпевших туффизитизации, поднимается до глубины 500—700 м (восточная диатрема Октябрьского месторождения, северо-западный канал Капаевского месторожде-

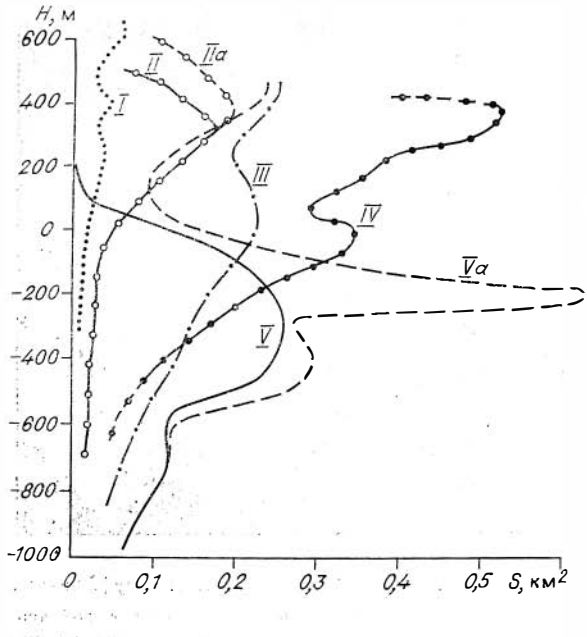


Рис. 4. Зависимость площади горизонтального сечения рудной залежи от глубины.

Месторождения: I — Татьянинское; II — Рудногорское (IIa — то же, с учетом эродированной части); III — Нерюндинское; IV — Коршуновское; V — Капаевское, крутопадающая залежь (Va — то же, с учетом всех типов залежей).

ния), а в ряде случаев оказывается вблизи поверхности (Краснояровское, Пономаревское месторождения).

Вулканиты, выполняющие рудоносные диатремы и обусловившие их формирование, отличаются от широко представленных в регионе пород толеитового ряда повышенной щелочностью при значительных колебаниях натрий-калиевого отношения и глубокой степенью дифференциации — прослеживается изменение их химизма в ходе формирования месторождения от трахибазальтов до долерит-пикритов. Эти факты, наряду с выводом о полициклическом развитии рудно-магматической системы, противоречат гипотезам, связывающим формирование железоносных структур с внедрением в осадочную толщу долеритового силла.

В целом на всех месторождениях наблюдается явно выраженная тенденция к увеличению суммарной площади горизонтального сечения рудных залежей по мере продвижения с глубины к поверхности (рис. 4). Максимум оруденения зафиксирован в близповерхностной зоне (см. рис. 4, I, III), а на месторождениях с хорошо развитыми чашеобразными структурами — на 100—200 м ниже уровня днища «чаш» (см. рис. 2). Приповерхностное формирование магнетита можно объяснить следующим образом. Рудоотложение в диатремах пространственно и по времени тесно сопряжено не только с гранатовыми и пироксеновыми высокотемпературными скарнами, но также с гидросиликатными метасоматитами — существенно хлоритовыми и серпентиновыми известковистыми породами, что, вероятно, и определило поддержание высокотемпературных условий в близповерхностной обстановке за счет экзотермических эффектов реакции гидратации на фронте соприкосновения раскаленной массы туффизитов с холодными вадозными водами верхних уровней диатремы. Созданию температурного барьера при рудообразовании способствовали также девитрификация базальта, образование двойных окислов, в том числе магнетита, а также крупномасштабные явления окисления, связанные с высвобождением водорода [Большое... извержение, 1984]. Перечисленные процессы в конечном счете обусловили кристаллизацию рудного вещества непосредственно в форме магнетита, минуя стадию гематита. При этом, как показано А. Л. Павловым [1983], основным транспортером железа были ферритные и железокарбонильные комплексные соединения.

Основная масса железных руд представлена магнетитом с повсеместно развитыми экссолюционными выделениями шпинели, с тонкозернистыми вростками силикатов, карбонатов и других ассоциирующихся с ним минералов. Установлены крайне неоднородное строение, следы неоднократного растворения и регенерации магнетитовых руд [Мазуров, 1985]. Выяснение первоначальных условий рудообразования в такой сложной обстановке — чрезвычайно трудная задача, которая может быть

решена только при условии обнаружения следов ранних этапов развития месторождений. На ряде объектов такие следы были обнаружены.

Так, на Капаевском месторождении среди базальтоидов повышенной основности в корневой части структуры обнаружены автобрекчии долерит-пикритов и базальтовых порфиритов, находящихся между собой в сложных тесных прорастаниях. Долерит-пикритовая составляющая представляет собой, в сущности, рудный порфирит. Порода насыщена магнетитом, который подчеркивает ее флюидально-полосчатую текстуру, а также образует скопления в виде каймы, обрамляющей обособления базальтового порфирита, в котором наблюдаются лишь мельчайшие рассеянные зерна титаномагнетита.

В образце с Октябрьского месторождения, любезно предоставленном П. Ф. Бенедюком, виден рудоносный базальтовый порфирит, магнетит в котором сконцентрирован в виде скопления мельчайших (до 3—4 мм) оолитов скорлуповато-концентрического строения со слабо выраженной радиальной структурой. В пограничной зоне рудной и силикатной массы отдельные солиты как бы «плавают» в стекловатом базальте, обладающем слабо выраженной флюидальностью.

В субщелочных базальтоидах Рудногорского и Нерюндинского месторождений наблюдались дендрито- и кружевоподобные рудные выделения, составляющие на отдельных участках до 50% объема породы. Рудный минерал представлен не титаномагнетитом — характерным минералом изверженных пород основного состава, а магномагнетитом. Базальтовый порфирит, выполняющий пространство между рудными обособлениями, обладает флюидальностью, которая выражается в ориентировке лейст плагиоклаза субпараллельно границам рудных шлиров (см. рис. 3, *в*). В мезостазисе присутствуют только микрозерна титаномагнетита со следами распада твердого раствора. Флюидальность базальтовых порфиритов, обволакивающая рудные скопления, свидетельствует в пользу расслоения исходного расплава на две несмешивающиеся жидкости — существенно рудную (ферритную) и силикатную, кристаллизация которых проходила автономно. Возможность такого расслоения для магмы повышенной щелочности теоретически обоснована [Павлов, 1983] и реально подтверждается на примере магнетитовых лав чилийского палеовулкана Лако.

Изложенные выше данные о составе сорудных вулканитов, ферритных включениях, особенностях температурного поля, многоактности и неразрывности процессов рудогенеза и структурообразования, а также установленный фемический профиль элементов-примесей в магномагнетите, проявления ртути могут быть увязаны в единую логическую цепочку, если считать, что рудоносные диатремы являются продуктом деятельности обособленных магматических очагов флюидонасыщенной субщелочной ветви траповой магмы. Это не согласуется ни с одной из распространенных гипотез образования железных руд ангаро-илимского типа. В частности, оказываются несостоятельными традиционные представления о прямой связи руд с траповыми силлами низов платформенного покрова, с выщелачиванием железа из кристаллического фундамента и осадочного чехла. В то же время появились новые материалы по глубинному строению региона, которые, на наш взгляд, позволяют логично увязать отмеченные выше факты рудогенеза с размещенными в нижней части консолидированной коры промежуточными палеоочагами пикрит-базальтовой магмы. Коль скоро этот аспект важен для понимания процесса становления месторождений и, кроме того, имеет отношение к прогнозированию рудных полей, рассмотрим его подробнее.

Особенности глубинного строения районов развития магномагнетитовой формации. В основу предлагаемой модели положены материалы профильных глубинных сейсмических и магнитотеллурических зондирований, любезно предоставленные нам Н. М. Чернышевым, Т. Г. Смирновой и В. И. Поспеевым, данные нефтепоисковых работ, гравимагнитных исследований кристаллического фундамента, петрохимии базитов и глубин-

ных включений в диатремах. Теоретические представления опираются на концепцию автономного направленно-унаследованного развития структуры — Приангарской трапповой впадины-синеклизы, на флангах которой размещены все рудные районы (см. рис. 1). На завершающем этапе карбон-раннетриасовой активизации в пределах синеклизы проявился крупномасштабный трапповый магматизм (объем до 20 тыс. км^3), с заключительной субщелочной фазой которого связаны все известные месторождения и рудопроявления Ангарской железорудной провинции (свыше 100).

Энергетическая сторона тектонического и магматического возбуждения рассматриваемого сегмента тектоносферы и, в частности, сопутствующих ему рудно-магматических процессов связывается нами с размещенной под корнями Приангарской синеклизы астенолинзой частично расплавленной мантии, фиксируемой глубинными сейсмическими и магнитотеллурическими зондированиями. Астенолинза, по существу, адекватна гигантской зоне генерации базальтовой магмы. Согласно расчетам А. Н. Тихонова и др. [1972], при наличии мощной слаботеплопроводящей литосферы теоретически возможен значительный перегрев вещества таких зон, что приводит к периодическому выносу избыточного тепла с магмами. Цикличность магматизма — явление общеизвестное. Поэтому акцентируем внимание лишь на его теплоэнергетической стороне. Избыточная тепловая мощность пермо-триасового вулканизма, рассчитанная В. Л. Масайтисом [1973] по объему траппов, внедрившихся в Тунгусской и Приангарской синеклизах, измеряется грандиозной цифрой $3{,}6 \times \times 10^9$ кал/с. При этом площадь траппов составляет свыше 1 млн. км^2. Если принять во внимание, что базальтовый магматизм не только самый крупнообъемный мантийный процесс, но, как показал Ю. М. Шейнманн [1972], еще и самый энергоемкий, то можно сделать выводы, во-первых, о достоверности пространственной связи палеоастенолинз с современными; во-вторых, о главенствующей теплоэнергетической и, соответственно, геодинамической роли активизирующихся астенолинз в формировании обширных платформенных и других депрессионных структур. Отсюда становится вполне объяснимым тяготение минерагенических зон мантийного происхождения к этим структурам, в частности к их крыльям. Последние при образовании рудоносных вулканитов были своеобразными резонансными, точнее — отраженно активизированными структурами, предопределенными и обусловленными очаговыми интрузиями вещества астенолинз. Очевидных причин внедрения две: изостатическая компенсация и «расплющивание» относительно маловязкого вещества перегретых астенолинз под давлением вышележащей литосферы. Вследствие этого вулканические центры, продуцирующие железоносные магматиты, а также кимберлиты и карбонатиты, по-видимому, могут проявляться лишь в тех сегментах литосферы, где под действием центробежно растекающихся клиньев горячей мантии возникают спорадические очаги плавления легкоплавких пород — коэситовых эклогитов, ощелоченных перидотитов, пикритов.

В силу универсальности механизмов изостатической компенсации тектономагматическим возбуждением охватываются обширные площади периферии астенолинз, чем логично объясняется известное положение о том, что одновозрастная и однотипная минерагения обычно размещается зонально.

Структурная выраженность рассматриваемых вулканических центров отчетливо наблюдается лишь для региональных подразделений — Главной рудной зоны и рудных районов. Главная рудная зона, как видно из рис. 5, отличается контрастными особенностями глубинного строения и отчетливо выражена повышенными градиентами мощности осадочного чехла, в том числе предрудных карбон-пермских образований. Рудные районы соответствуют прибортовым валообразным поднятиям (межвпадинным перемычкам и зонам относительного скучивания осадочного чехла), которые в пери-

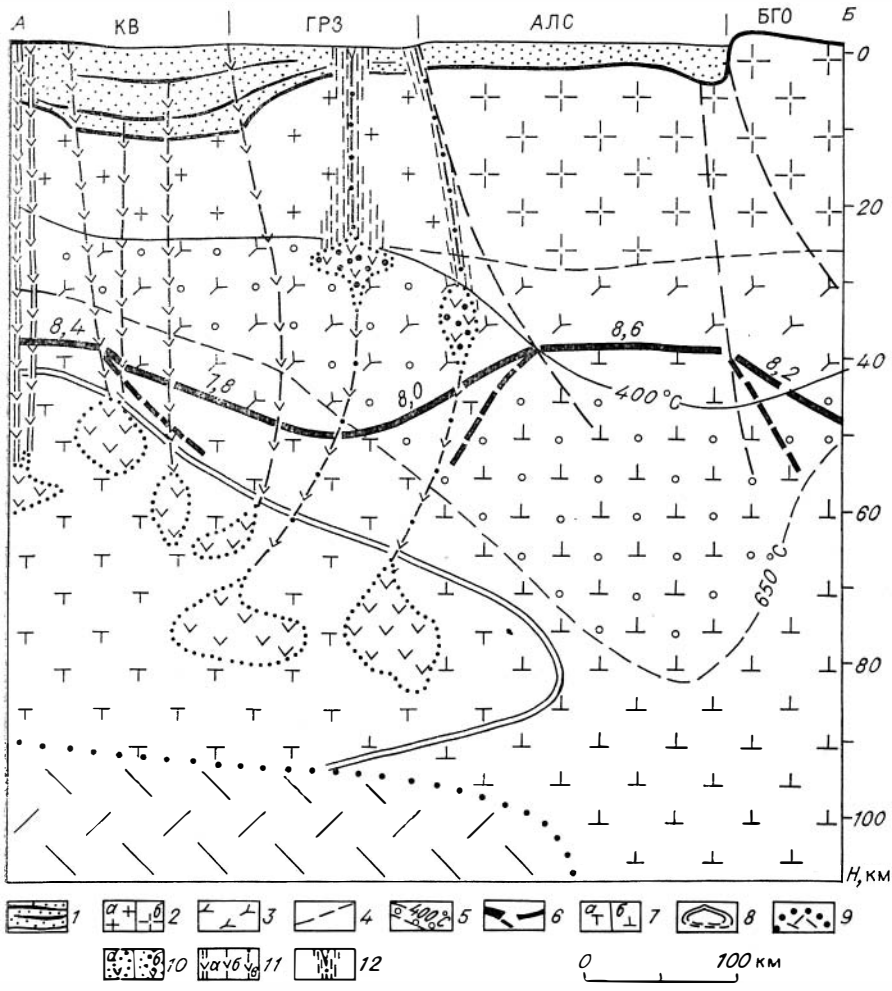


Рис. 5. Глубинный геофизический разрез по линии АБ.

1 — осадочный чехол, лавы (вверху) и силлы (внизу) базальтоидов; *2* — кристаллическая земная кора: *а* — мезо- и меланократовая, *б* — преимущественно лейкократовая; *3* — гранулито-базитовый слой кристаллической коры; *4* — зоны межблоковых разломов литосферы платформенного этапа (синтетические); *5* — зона дегидратации и флюидизации в интервале геоизотерм 400—650°С (литосферный электропроводящий слой); *6* — граница Мохоровичича (цифра соответствует значению продольной сейсмической скорости вдоль нее, км/с; штриховая линия — предполагаемое продолжение высокоскоростных границ); *7* — мантийный субстрат: *а* — неистощенный (первичный), *б* — истощенный (вторичный); *8* — положение астенолинзы горячей мантии (после расплющивания и изостатической релаксации $P_1 — T_1$); *9* — современное положение кровли астенолинзы (мантийного электропроводящего слоя); *10* — очаги базальтовой магмы: *а* — первичные, *б* — промежуточные (рудоносные); *11* — свиты даек — магмоводы: *а* — внедрившиеся по межблоковым зонам растяжения, *б* — по надочаговым трещинам гидроразрыва, *в* — по антитетическим разрывам; *12* — надочаговая зона теплового разуплотнения и флюидизации, сопровождающая диатремовую ассоциацию (коровая локальная электропроводящая зона). КВ — Кежемская впадина, ГРЗ — Главная рудная зона, АЛС — Ангаро-Ленская ступень, БГО — Байкальская горная область.

од рудогенеза, по-видимому, служили зонами изостатического перетока горячего разуплотненного мантийного вещества, провоцирующего первичное очагообразование магмы в периферийных частях астенолинз. Применительно к единичным палеоочагам структуры осадочного чехла практически индифферентны. Главная причина состоит в том, что их развитие не предопределяется и не сопровождается локальными структурами платформенного покрова. Как показано выше, в ходе формирования диатремовой ассоциации вулканотектоника создает локальные системы радиальных и концентрических трещин, микроблоковость, зоны автобрекчирования, температурные и геохимические неоднородности, а также способствует развитию экзогенных процессов — выщелачиванию солей и карбонатов и катагенетическим преобразованиям вмещающих пород. Вследствие

перечисленных обстоятельств выделение железорудных узлов осуществляется лишь по прямым структурным и вещественным признакам: сорудным магматитам и вулканитам диатремовых ассоциаций, мульдам оседания, участкам локального сгущения радиальных и концентрических трещин, аэромагнитным и другим геофизическим аномалиям.

Однако материалы изучения современного вулканизма, разработка теории магмо- и рудообразования позволяют ставить задачу обнаружения ряда критериев, связанных с продуктивными палеоочагами, движением магм и рудоносных флюидов к поверхности и формированием кустов диатрем и сопутствующих субвулканических тел в осадочном и осадочно-вулканогенном чехлах.

На современном уровне изученности проблемы к ним можно отнести некоторые электромагнитные, сейсмические, гравитационные и термические неоднородности, о которых частично сообщалось в работах В. И. Поспеева и др. [1978], В. Д. Суворова и др. [1984], В. А. Духовского [1984]. Для экстраполяции их на эпохи рудогенеза помимо отмеченных выше положений имеются весомые аргументы: отсутствие постумных тектонических перестроек, наложенного магматизма и метаморфизма; поддающиеся расчету теплоэнергетические процессы; вероятность консервации палеоочагов в охлажденной литосфере, в том числе ретроградных явлений на путях былого подъема отщепившихся от очагов магм и флюидов.

В этой проблеме, как нам представляется, особого внимания заслуживают следующие особенности глубинного строения рассматриваемых типов вулканотектонических структур. Как видно из рис. 5, промежуточные очаги субщелочной базальтовой магмы, формирование которых, судя по точкам Кюри титаномагнетитов, происходило на глубинах 20—30 км, располагаются над зоной выклинки астенолинзы и одновременно соответствуют выявляемой электроразведкой современной и отчасти былой зоне дегидратации и флюидизации гидросиликатов (области ретроградного зеленосланцевого метаморфизма). Нижняя, мантийная, неоднородность хорошо прослеживается с помощью ГМТЗ и ГСЗ как основная зона электропроводности, верхняя — как промежуточный электропроводящий слой и коровый сейсмический волновод с характерными параметрами электросопротивления и сейсмических скоростей. Кроме того, в пределах рудных узлов обнаруживаются субвертикальные электропроводящие локальные неоднородности, охватывающие консолидированную кору и частично осадочно-вулканогенный чехол. Наиболее приемлемым объяснением аномальной электропроводности таких зон служит былое тепловое разуплотнение надочаговой области [Зарайский, Балашов, 1981]. Оно способно обеспечить приоткрывание микротрещин в кристаллах и межзерновом пространстве и соответствующее заполнение их флюидом, содержащим соли и щелочи. Если такая микротрещиноватость будет иметь сплошную систему, то она станет токопроводящей средой.

Подводя общий итог, отметим следующее. Магномагнетитовая формация юга Сибирской платформы пространственно и генетически связана с особым типом субщелочных базитов. В структурно-вещественном отношении она обусловлена эволюцией тектонического развития и глубинно-вулканических процессов, проявившихся в пермо-карбоновое время в периферийных зонах Приангарской трапповой впадины-синеклизы. Становление формации связано с относительно длительными теплоэнергетическими и геодинамическими процессами, обусловившими генерацию субщелочных магм, развитие промежуточных магматических очагов в специфических условиях хрупкой и «холодной» коры и последующую интрузию дифференциатов магмы в верхи осадочного чехла, где за счет ее энергетики (ретроградного кипения и др.) была сформирована диатремовая ассоциация, вмещающая гетерогенное по генезису магномагнетитовое и сопутствующее оруденение.

Обобщенная модель рудной формации представляется как цепь последовательных этапов формирования рудно-магматической системы,

включающей мантийную зону генерации, дискретные нижнекоровые магматические очаги и надочаговые рудолокализующие образования диатремовой ассоциации, размещенные в прибортовой части Приангарской синеклизы.

ЛИТЕРАТУРА

Большое трещинное Толбачинское извержение (1975—1976 гг., Камчатка)/Отв. ред. С. А. Федотов.— М.: Наука, 1984.— 637 с.

Духовский А. А. Региональные закономерности пространственного размещения кимберлитового магматизма Восточной Сибири // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 275, № 5.— С. 1136—1140.

Зарайский Г. П., Балашов В. Н. Тепловое разуплотнение горных пород как фактор формирования гидротермальных месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1981.— Т. 23, № 6.— С. 19—35.

Мазуров М. П. Генетические модели скарновых железорудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 183 с.

Масайтис В. Л. Базитовые магматические формации Сибирской платформы // Проблемы магматической геологии.— Новосибирск, 1973.— С. 159—170.

Милашев В. А. Трубки взрыва.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1984.— 268 с.

Павлов А. Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 205 с.

Поспеев В. И., Никулин В. И. и др. Региональные геофизические работы при прогнозировании эндогенного оруденения Сибирской платформы // Региональные геофизические исследования глубинного строения земной коры.— Тюмень, 1978.— С. 104—109.

Суворов В. Д., Крейнин А. В. и др. О региональных сейсмических исследованиях поверхности фундамента на востоке Сибирской платформы // Геология и геофизика.— 1984.— № 3.— С. 85—90.

Тихонов А. Н., Любимова Е. А., Власов В. С. Радиоактивная энергия и процессы расплавления в недрах Земли // Энергетика геологических и геофизических процессов.— М.: Наука, 1972.— 210 с.

Шейнманн Ю. М. Энергетика возникновения основных магм // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли.— М., 1972.— Ч. I.— С. 177—184.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Г. Злотник-Хоткевич

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СВЯЗИ С ЯВЛЕНИЯМИ СУБМАРИННОГО ВУЛКАНИЗМА

В последние годы благодаря исследованиям В. И. Смирнова, М. Б. Бородаевской, Н. С. Скрипченко, Г. Ф. Яковлева, С. Н. Иванова, Г. Н. Щербы, А. И. Кривцова, Д. И. Горжевского, Т. Н. Шадлун, Н. В. Петровской, П. Я. Яроша, В. А. Прокина, Р. Хатчинсона, Х. Омото, Е. Спунера и ряда других советских и зарубежных ученых теория образования колчеданных месторождений была значительно усовершенствована. Этими исследователями установлены тесная связь колчеданного оруденения с раннегеосинклинальным вулканизмом и формирование его в определенные периоды развития геосинклиналей, соответствующие становлению контрастных, непрерывных, офиолитовых и андезит-дацит-риолитовых формаций; ассоциация оруденения в пространстве и времени с кремнекислыми породами; накопление рудного вещества или его части на морском дне; приуроченность промышленных рудных скоплений к де-

прессионным участкам морского дна и широкое участие морских вод в рудообразовании.

Однако существует ряд вопросов, по которым нет общепринятого мнения, что затрудняет создание единой генетической модели для различных типов семейства колчеданных месторождений. Разработка модели невозможна без решения двух основных проблем: 1) способ и длительность отложения рудных масс, обнаруживающих отчетливые признаки разновозрастности слагающих их минеральных сообществ, 2) природа и причины связи оруденения с вулканизмом определенных формаций.

Многие исследователи на основании наблюдаемых в рудах текстур пересечения и дробления, пространственной разобщенности минеральных парагенезисов, различной степени перекристаллизации рудных масс предполагают прерывистое накопление рудного вещества в течение длительного времени и считают, что отложение существенно пиритовых руд происходит на морском дне, а обогащение их цветными металлами осуществляется после захоронения в связи с возобновлением гидротермальной деятельности (например, [Жабин, 1974]).

Возможна и другая интерпретация наблюдаемых пространственно-возрастных соотношений рудных масс, по особенностям которых месторождения разных типов можно подразделить на две группы: а) с контрастно проявленной минеральной и текстурно-структурной зональностью и б) с неясно выраженной или отсутствующей зональностью в сульфидной части залежей.

На месторождениях первой группы, представители которых широко распространены в вулканитах офиолитовой формации Мугоджар, контрастных и непрерывных формаций Уральской геосинклинали, андезит-дацит-риолитовых формаций Малого Кавказа и Японии, зональность выражена последовательной сменой от подошвы к кровле залежи руд существенно пиритового, халькопирит-пиритового, сфалерит-халькопирит-пиритового (или полиметаллического) состава. Структурно-текстурная зональность обусловлена значительно большей степенью перекристаллизации массивных пиритовых и халькопирит-пиритовых руд по сравнению с рудами сфалерит-халькопирит-пиритового (или полиметаллического) состава, в которых хорошо сохранились метаколлоидные срастания сульфидов. Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды чаще всего обладают брекчиевой текстурой и состоят из обломков перекристаллизованных халькопирит-пиритовых руд и метаколлоидного сфалерит-халькопирит-пиритового цемента. Эти особенности строения залежей указывают на существование перерыва между отложением халькопирит-пиритового и сфалерит-халькопирит-пиритового (или полиметаллического) минеральных парагенезисов.

В месторождениях второй группы, примерами которых являются Летнее и Осеннее (офиолитовая формация) в Мугоджарах, Талганское (непрерывная формация) на Урале, ряд месторождений филизчайского типа в сланцевых толщах на Кавказе, зональность в распределении минеральных парагенезисов либо отсутствует, либо выражена неотчетливо. Руды этих месторождений характеризуются одинаковой степенью перекристаллизации по всей мощности рудных залежей. Метаколлоидные срастания пирита, халькопирита, сфалерита и галенита и отсутствие брекчиевых текстур указывают на одновременное осаждение перечисленных минералов из раствора.

Особенности пространственного распределения минеральных парагенезисов и их возрастных соотношений не зависят от геологических условий формирования месторождений. Контрастная зональность, как видно из перечисленных примеров, может быть свойственна месторождениям различных типов. С другой стороны, можно наблюдать разную контрастность зональности в рудах месторождений, сформированных в геологически сходных условиях. Примерами их могут быть месторождения Верхнеуральского района, локализованные в вулканитах непрерывной

формации на близком расстоянии друг от друга, в которых проявлена как контрастная, так и слабо выраженная зональность.

Несмотря на то, что в рудах месторождений первой группы существует разрыв во времени между отложением минералов указанных выше парагенезисов, есть основания предполагать, что осаждение руд осуществляется в субмаринных условиях до образования пород кровли. На это указывают следующие данные:

1) слоистые текстуры руд, развитых в кровле и на флангах залежей и сложенных минералами поздних парагенезисов, присутствие в них прослоев перемытого и сортированного по крупности рудного материала;

2) признаки подводного окисления руд в кровле залежей в виде каемок гематита на рудокластах и гематитовых слоев;

3) образование зон закалки на контакте с рудами в основных и кислых лавах, перекрывающих рудные залежи;

4) отсутствие гидротермальных изменений в породах кровли на большинстве месторождений.

Разновременное отложение халькопирит-пиритовых и сфалерит-халькопирит-пиритовых (или полиметаллических) руд возможно из геохимически единого раствора вследствие различия температур, при которых достигается насыщение раствора относительно меди и цинка + свинца, и составляющих 300 и 250°С соответственно [Solomon, Walsche, 1979]. Из этого можно заключить, что пространственная дифференциация рудного вещества возможна лишь в месторождениях, где рудоотложение осуществляется из раствора с начальной температурой не менее 300°С при ее постепенном понижении со временем. Таким условиям удовлетворяют месторождения первой группы, где температура отложения пиритовых и халькопирит-пиритовых руд превышает 300°С, а сфалерит-халькопирит-пиритовых (или полиметаллических) — обычно менее 200°С. Примерами могут быть одно из месторождений Мугоджар с температурным интервалом (360—180°С), месторождение типа куроко на Кавказе (350—100°С), одно из месторождений Башкирии (300—120°С [по Хайретдинову и др., 1974]), ряд месторождений типа куроко в Японии (300—200°С [по Ohmoto, Rye, 1974]).

Образование брекчиевых руд в высокотемпературных месторождениях первой группы, по-видимому, обусловлено неравномерной диагенетической перекристаллизацией, в процессе которой ранее отложенные пиритовые и халькопирит-пиритовые руды перекристаллизуются более интенсивно под воздействием тепла гидротермального потока, что сопровождается сокращением их объема, растрескиванием и фрагментацией. На это могут указывать пластовая форма тел брекчиевых руд, расположение их на одном и том же стратиграфическом уровне в разрезе рудных залежей, т. е. всегда над халькопирит-пиритовыми рудами, а также их латеральная фациальная изменчивость, выраженная снижением размера обломков, увеличением степени их окатанности, появлением сортировки обломков по крупности с удалением от рудовыводящих каналов.

Очевидно, что в месторождениях с начальной температурой растворов менее 250°С создаются условия для одновременного осаждения сульфидов меди, цинка и свинца, вследствие чего минеральная и текстурно-структурная зональность проявляется менее контрастно либо вообще отсутствует. Подтверждением этому являются низкие температуры образования руд месторождений, относимых ко второй группе. Так, температуры образования руд Талганского месторождения оцениваются в 40°С, месторождения филизчайского типа на Кавказе (по изотопным данным) — в 200°С, низкая (56°С) температура установлена и для современных металлоносных осадков Красного моря, где по данным опробования не намечается пространственного обособления концентраций меди и цинка.

Таким образом, можно достаточно уверенно предполагать, что накопление всей массы сульфидных руд колчеданных месторождений осуществляется из геохимически единого раствора в субмаринных условиях и за-

вершается до образования перекрывающих пород, что позволяет при решении проблемы о природе связи оруденения с вулканизмом ограничить сферу исследования выяснением металлогенической роли лишь тех вулканических пород, которые залегают ниже или на стратиграфическом уровне оруденения.

В эту сложную проблему большой вклад внесла теория рециклинга, предложенная Х. Омото [Ohmoto, 1978], Е. Спунером, В. Файфом [Spooner, Fyfe, 1973] и развитая в работах А. И. Кривцова [1981], которая предполагает глубинную циркуляцию морских вод под действием вулканического тепла, производящих выщелачивание металлических компонентов из пород и их транспортировку к месту разгрузки и аккумуляции. Теория рециклинга снимает проблему дефицита воды и хорошо объясняет зависимость минерального и химического состава руд от геохимических особенностей подстилающих пород. Однако с позиций этой теории пока не ясны причины связи оруденения с определенными вулканическими формациями и локализации его на конкретных стратиграфических уровнях в разрезах рудовмещающих формаций, приуроченности промышленных рудных скоплений к пониженным участкам морского дна и их тесной ассоциации с кремнекислыми породами и базальтовыми гиалокластитами.

Решение этих практически важных вопросов тесно связано с выявлением источников основных компонентов колчеданных руд (железа и серы) и металлогенической роли вулканических пород, с которыми наиболее часто ассоциируются колчеданные руды.

Анализ распределения железа в рудах колчеданных месторождений показал, что по содержанию этого элемента месторождения подразделяются на высокожелезистые (среднее содержание Fe 40%) и низкожелезистые (среднее содержание Fe 17%). К высокожелезистым относятся все месторождения уральского и кипрского типов, локализованные в вулканитах существенно базальтоидных формаций, а также часть месторождений филизчайского типа, связанных в пространстве и времени с излияниями базальтовых магм (Кацдагское на Кавказе, Карлотта на Кубе). Содержания металла в рудах этих месторождений относительно постоянны (разброс от 37 до 44%) и не зависят от состава подстилающих пород, объема и минерального типа подрудных метасоматитов и других геологических особенностей. Низкожелезистыми являются месторождения малокавказского и куроко типов в вулканитах андезит-дацит-риолитовых формаций, где базальты отсутствуют либо проявлены в очень незначительном объеме, а также месторождения филизчайского типа, не обнаруживающие связи с базальтоидным вулканизмом (Раммельсберг в ФРГ, Катех на Кавказе). Содержания элемента в рудах не постоянны и колеблются в пределах от 2 до 31% с преобладанием значений в области 15—25%.

Расчеты баланса вещества в системе подрудный метасоматит — руда, проведенные В. И. Смирновым [1969] и В. А. Прокиным [1977], а также данные о содержаниях железа в осадках современных гидротерм Челекена, Солтон Си, Оаху показывают, что количество элемента, выщелоченного из подстилающих пород и вынесенного гидротермальным раствором, не превышает 14—20% от веса рудной массы. Из этих данных можно заключить, что главным источником железа для маложелезистых месторождений второй группы является совокупность подстилающих пород, для месторождений первой группы необходим дополнительный источник, которым могут быть базальты, присутствующие на всех месторождениях этой группы.

Экстракция железа из базальтов возможна при взаимодействии извергающегося базальтового стекла с придонной морской водой (палагонитизация), в процессе которого стекло превращается в тонкодисперсную смесь монтмориллонита (смектита) и гидроокислов железа. Исследованиями в современных океанах установлено, что механически нестойкий палагонитовый материал может переотлагаться и накапливаться во впадинах

морского дна благодаря чрезвычайно малому размеру слагающих его частиц.

В древних месторождениях высокожелезистых колчеданных руд аналогами аллохтонных палагонитовых образований могут быть хлоритовые породы и тесно ассоциирующие с ними руды железоокисного (гематитового, магнетитового, маггемит-магнетитового, кремнисто-гематитового) состава, образующие согласные с напластованием линзовидные тела мощностью в десятки, редко сотни метров в основании, кровле и на флангах сульфидных залежей.

На связь этих образований с процессами палагонитизации указывают следующие данные:

1) присутствие реликтов монтмориллонита в хлоритовых породах и гетита в рудах железоокисного состава;

2) идентичность химического состава хлоритовых пород составам палагонитизированных корок закалки базальтовых шаров, современных смектитовых илов Атлантического океана и экспериментально полученного смектита при взаимодействии базальтового стекла с морской водой [Злотник-Хоткевич, 1984];

3) идентичность комплекса магнитных параметров (точки Кюри, естественная остаточная намагниченность насыщения, разрушающее поле намагниченности насыщения и его изменения при разных температурах) для ферромагнитных минералов из руд и из палагонитового материала, заполняющего интерстиции между базальтовыми шарами [Злотник-Хоткевич, Кузьмичева, 1981].

Менее вероятно осаждение железоокисных и сульфидных руд из единого гидротермального раствора. На это указывают прежде всего значительно более низкие температуры образования ферромагнитных минералов (25—50°С) по сравнению с температурами замещающих их сульфидов (более 300°С), а также резкое различие спектра элементов-примесей в окислах железа (Cr, Mg, Ti, Mn, V, Cu) и сульфидах (Ni, Co, As, Pb, Zn, Cu, Ag).

Остатки замещаемых сульфидами железоокисных руд можно обнаружить на большинстве месторождений высокожелезистых руд. Особенно ярко явления замещения видны на месторождениях Талган (Южный Урал), Новый Шемур и Шемур (Северный Урал), Майнское (Западный Саян) и ряде месторождений района Батурст-Ньюкасл в Канаде [Tupper, 1960].

Все это позволяет предполагать, что при формировании месторождений первой группы дефицит железа в гидротермальных растворах восполняется за счет железистых палагонитовых осадков, благодаря которым создаются избыток железа по отношению к сере и постоянство его содержаний в рудах. Участие в рудообразовании палагонитовых осадков, повидимому, является одним из факторов, определяющих условия локализации промышленных рудных скоплений, т. е. приуроченность к депрессиям морского дна и пространственную связь с горизонтами базальтовых гиалокластитов. Предпочтительная аккумуляция сульфидных руд во впадинах обусловлена, очевидно, присутствием в них железистых осадков, которые полностью связывают сероводород гидротерм и увеличивают количество осажденного вещества по сравнению с вынесенным гидротермами. При разгрузке гидротерм на поднятиях следует ожидать резкого сокращения масштабов рудоотложения из-за рассеивания сероводорода в морской воде. В этих условиях возможно формирование небольших скоплений маложелезистых руд, подобных недавно обнаруженным рудопроявлениям в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия, в рудах которых широко распространена самородная сера, а содержание железа порядка 14%. Кроме того, сульфидные осадки на поднятиях более подвержены окислению и эрозии; возможно, в связи с этим аналоги рудопроявлений Тихого океана в областях древнего субмаринного вулканизма неизвестны. Сокращения масштабов рудоотложения следует ожидать

и в случае разгрузки гидротерм во впадинах, не содержащих железистых осадков. В подобной обстановке формируются руды месторождений типа куроко, отличающиеся низкими и непостоянными содержаниями железа, присутствием реликтов самородной серы и, как правило, небольшими объемами рудных масс.

Приуроченность оруденения к толще базальтовых гиалокластитов и лав с мелкошаровой текстурой наиболее ярко проявлена в Зеленокаменной зоне Мугоджар [Злотник-Хоткевич, Петрова, 1979]. В контрастных и непрерывных формациях Южного и Северного Урала эта связь проявлена менее отчетливо. Здесь гиалокластиты слагают вершины базальтовых гряд, а месторождения локализуются в кислых вулканитах на их склонах. Присутствие отдельных потоков гиалокластитов на уровнях рудолокализации позволяет предполагать, что оруденение в какой-то мере синхронно с их извержением. Одной из причин наблюдаемой связи, по-видимому, является более интенсивное проявление процессов палагонитизации в гиалокластитах и других разновидностях дезинтегрированных лав по сравнению с лавами массивного или крупношарового сложения вследствие обилия стекловатого материала и значительного увеличения суммарной площади контакта базальт — морская вода.

Относительно источника серы в настоящее время есть две альтернативы: магматический сероводород [Гриненко Л. Н., Гриненко В. А., 1974] и морской сульфат, восстанавливаемый до сероводорода в процессе рециклинга [Ohmoto, 1978].

Анализ изотопных данных по сульфидной сере более чем 100 месторождений показал, что по средним величинам $\delta^{34}S$ месторождения разделяются на близкие по изотопным отношениям к метеоритному стандарту, значительно отличающиеся от метеоритного стандарта.

К первым относятся практически все месторождения уральского, алтайского, малокавказского и куроко типов, локализованные большей частью на склонах кремнекислых экструзивных куполов, и часть месторождений кипрского и филизчайского типов, на которых установлены синхронные с оруденением проявления кислого вулканизма экструзивной или лавовой фаций. Разброс средних значений $\delta^{34}S$ от —3,2 до $+5{,}0‰$. Примерами их могут быть месторождения Тарньер (среднее $\delta^{34}S$ $+2{,}0‰$), Бурибай (+1,5), Талган (+2,5), Октябрьское (—0,8), Новый Шемур (+4,2) на Урале, Ивами (+3,0), Ханаока (+4,4), Камикита (+4,2), Саканаи (+3,8) в Японии, Кацдаг (+4,5) на Кавказе, Осеннее (+2,0) в Мугоджарах, Гулл Понд (+4,2) в Канаде. Средняя величина $\delta^{34}S$, подсчитанная для 50 месторождений этой группы, составляет $+2{,}4‰$.

Ко вторым относятся большая часть месторождений кипрского и филизчайского типов, не обнаруживающих какой-либо связи с кислым вулканизмом, и отдельные месторождения уральского и куроко типов, ассоциирующие с удаленными фациями кислых вулканитов. Для большей части месторождений характерны высокие положительные значения $\delta^{34}S$, разброс средних величин от +5,0 до $23{,}7‰$, реже встречаются месторождения с отрицательными величинами $\delta^{34}S$. Примерами являются Раммельсберг (среднее $\delta^{34}S$ $+11{,}8‰$), Мегген (+18,0) в ФРГ, Маунт-Айза (+14,2), Найрне (+14,5) в Австралии, Тилт Кав (+11,3), Ренделл Джекман (+13,5), Литтл Бей (+12,6), Анвилл (+20,4) в Канаде и Светлинское (+6,4) в СССР.

Очевидно, что источники серы для месторождений выделенных групп различны. Месторождения первой группы, по-видимому, формируются за счет магматического сероводорода, отделяемого в процессе дегазации кислых магм. На это помимо ассоциации месторождений с кислыми экструзивами указывает также сходство изотопного состава их серы с месторождениями вулканической серы (среднее $\delta^{34}S$ $+2{,}2‰$ [по Борисову, 1970]), которые [Вулканические... месторождения..., 1971] формируются в период становления кремнекислых экструзивных куполов.

Более высокие значения $\delta^{34}S$ для месторождений второй группы указывают на участие в рудообразовании восстановленного морского сульфата. Широкая дисперсия средних величин $\delta^{34}S$ обусловлена: количественно различными примесями магматического сероводорода, который выделяется и при дегазации основных магм, но в меньшей степени по сравнению с кислыми; способом восстановления сульфата (химическим или биогенным); величиной фактора изотопного обогащения, зависящей от температуры рудообразования, и величиной $\delta^{34}S$ исходного сульфата, которая [Sangster, 1971] в морях различного возраста изменялась от $+10{,}6$ до $+28{,}8‰$. Низкая концентрация сульфат-иона в растворе ($\sim$ 0,03 моль/л) и неполное его восстановление приводят к дефициту серы относительно железа, что хорошо видно на примере месторождений кипрского типа, наиболее часто содержащих остатки не замещенных сульфидами железистых осадков.

Вышеизложенное определяет следующие основные черты модели формирования колчеданного оруденения.

1. Возникновение гидротермальных систем осуществляется в результате циркуляции морских вод (рециклинга) в вулканитах под действием магматического тепла.

2. Разгрузка гидротерм и накопление рудного вещества происходят в подводных условиях из геохимически единого раствора до образования пород кровли. При начальной температуре раствора более 300°С и снижении ее со временем осуществляются последовательное осаждение руд пиритового, халькопирит-пиритового и сфалерит-халькопирит-пиритового (или полиметаллического) состава, перекристаллизация и брекчирование пиритовых и халькопирит-пиритовых руд. При начальной температуре менее 250—200°С осаждение сульфидов меди, цинка и свинца происходит одновременно.

3. Источником цветных металлов и части железа является совокупность подстилающих пород, от состава которых зависят количественные соотношения меди, цинка, свинца и ряда попутных компонентов в рудах.

4. В месторождениях, ассоциирующих с базальтовыми гиалокластитами, дефицит железа в гидротермальных растворах восполняется за счет железистых осадков, образуемых в процессе палагонитизации базальтового стекла, что обеспечивает высокие и равномерные содержания компонента в рудах и его избыток по отношению к сере.

5. В областях кислого вулканизма основным источником серы является магматический сероводород, отделяемый при дегазации кислых магм и обогащающий гидротермальный раствор. Месторождения, локализованные в базальтах и осадочных породах, формируются за счет сульфата, присутствующего в гидротермальном растворе и восстанавливаемого химическим или биогенным путем.

6. При одинаковых масштабах рециклинга благоприятные условия для формирования крупных месторождений создаются при совпадении в пространстве и во времени подводных извержений базальтовых гиалокластитов, кремнекислых пород и циркуляции морских вод, что наиболее часто осуществляется в ходе становления контрастных и непрерывных формаций на ранних стадиях развития островодужных систем (уральский тип). Возможность появления крупных месторождений в офиолитовых формациях (кипрский тип) ограничена дефицитом серы, а в андезит-дацит-риолитовых формациях (тип куроко) — дефицитом железа.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов О. Г. Источник самородной вулканогенной серы // Геохимия.— 1970.— № 3.— С. 332—443.

Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидротермального рудообразования/Ред. Г. М. Власов.— М.: Наука, 1971.— 360 с.

Гриненко Л. Н., Гриненко В. А. Геохимия изотопов серы.— М.: Наука, 1974.— 274 с.

Жабин А. Г. Реакционное взаимодействие рудоносных (Cu + Zn) гидротерм с телами пирититов // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 215, № 3.— С. 661—664.

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., Кузьмичева Е. В. О происхождении ферромагнитных минералов в колчеданных рудах Северных Мугоджар // Геология и геофизика.— 1981.— № 11.— С. 76—82.
Злотник-Хоткевич А. Г., Петрова М. А. Процессы синвулканического преобразования базальтов в Северных Мугоджарах и связь с ними колчеданного оруденения // Геология рудн. месторождений.— 1979.— № 1.— С. 72—86.
Кривцов А. И. Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1981.— № 5.— С. 3—18.
Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале.— М.: Недра, 1977.— 174 с.
Смирнов В. И. Об источниках веществ эндогенных месторождений полезных ископаемых // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1969.— № 3.— С. 3—17.
Хайретдинов И. А., Авзянов В. С., Андриянова Н. А. и др. Термобарометрические условия формирования колчеданных руд на Южном Урале // Докл. АН СССР.— 1974.— Т. 219, № 5.— С. 1220—1223.
Ohmoto H. Submarine calderas: a key to the formation of volcanogenetic massive sulfide deposits // Mining Geology.— 1978.— Vol. 28, N 150.
Ohmoto H., Rye R. Hydrogen and oxygen isotopic composition of fluid inclusion in the kuroko deposits, Japan // Econ. Geol.— 1974.— Vol. 69.— P. 947—973.
Sangster D. F. Sulfur isotopes stratabound sulfide deposits and ancient seas // Proc. JMA — JAGOD Meeting' 70, Soc. Mining Geol. Japan. Spec. issue.— 1971.— N 3.— P. 295—299.
Solomon M., Walsche D. The formation of massive sulfide deposits on sea floor // Econ. Geol.— 1979.— Vol. 69.— P. 947—973.
Spooner E. T. C., Fyfe W. W. Sub-sea floor metamorphism, heat and mass transfer // Contr. Mineralogy and Petrology.— 1973.— Vol. 42, N 4.— P. 489—496.
Tupper W. Sulfur isotopes and the origin of the sulfide deposits of the Bathurst — Newcastle area of Northern New Brunswick // Econ. Geol.— 1960.— Vol. 55, N 8.— P. 1676—1707.

Г. В. Ручкин

МОДЕЛЬНЫЕ ОБСТАНОВКИ НАХОЖДЕНИЯ ТРАНСФОРМИРОВАННЫХ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка претерпевают трансформации под воздействием разнообразных метаморфизующих факторов: регионального и контактового метаморфизма, тепловых и гидротермальных потоков, проникающих из глубин Земли по узким приразломным зонам. На основе анализа геологического строения метаморфизованных стратиформных месторождений цветных металлов с привлечением данных теоретических и экспериментальных разработок по термодинамике сульфидных и сульфидно-окисных систем в широком диапазоне температур автором разработана модель метаморфизма рассматриваемых месторождений [Ручкин, 1981, 1984]. Сущность модели сводится к следующему.

В результате преобразования рудных залежей изменяются структурные условия их локализации, форма рудных тел, текстурно-структурные особенности руд, упругие свойства руд и их минеральный состав, появляются новые минералы, иногда относимые к другим металлогеническим процессам, происходит мобилизация рудных компонентов, сопровождающаяся их перегруппировкой и переотложением. Процесс преобразования руд протекает не одноактно, а в несколько этапов и стадий, отвечающих изменениям термодинамических и тектонических условий метаморфизма. Стадийное преобразование руд на прогрессивном этапе метаморфизма происходит в условиях относительно устойчивых температур и давлений при постоянном режиме серы, в восстановительных условиях, при меняющейся кислотности метаморфических флюидов. Регенерация руд на регрессивном этапе метаморфизма совершается в открытой системе в обста-

новке меняющихся режимов серы и кислорода на фоне постепенно снижающихся температур и давлений. Под воздействием тепловых и гидротермальных потоков руды преобразуются в условиях термоградиентных полей.

С нарастанием степени метаморфизма увеличивается степень переотложения рудного вещества, однако даже в экстремальных условиях метаморфизма консервируются черты первичного рудонакопления: общее согласное залегание руд с вмещающими их толщами, приуроченность к трансформированным палеотектоническим структурам, реликты первичных текстур и структур руд, закономерное первичное распределение промышленных и попутных компонентов, унаследованность изотопного состава рудного свинца и серы сульфидов.

На ранних стадиях прогрессивного метаморфизма перемещение сульфидного вещества ограничивается главным образом контурами стратиформных тел. Остаточные высококонцентрированные растворы (а возможно, и рудные расплавы) поздней стадии формируют пластообразные и жильные тела как в контурах пластовых залежей, так и на их флангах.

На регрессивном этапе метаморфизма происходит регенерация сульфидного вещества с образованием прожилково-вкрапленных рудных залежей в узких тектонических зонах. Процесс регенерации первичных сульфидных концентраций наиболее ярко протекает на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях в карбонатных породах и сопровождается формированием новых рудных тел в субпластовых срывах, в полостях отслоения и послойного брекчирования. При этом возможен дополнительный привнос рудного вещества с рудотрансформирующими флюидами.

Выявление особенностей метаморфического преобразования стратиформных месторождений, а также рудоформирующих процессов, сопряженных с метаморфизмом, имеет прикладное значение, так как при этом возникают новые или сочетающие первичные и вновь образованные обстановки нахождения месторождений, представляющие большой практический интерес при прогнозно-поисковых работах [Поиски..., 1985; Ручкин, 1984; Справочник..., 1985; и др.]. Особенно важен в указанном аспекте анализ трансформаций структур месторождений и формы рудных залежей, обусловливающих усложненные обстановки проведения поисковых работ. Что касается преобразования текстурно-структурных особенностей руд и их минерального состава, то при этом возникают дополнительные поисковые признаки: зоны развития переотложенной рассеянной прожилково-вкрапленной минерализации, нерудных металлов, связанных с метаморфизмом сульфидных залежей (ганит, цинксодержащий ставролит и др.) и т. д.

Особенности трансформации структур месторождений и формы рудных залежей при метаморфизме. В зависимости от интенсивности регионального метаморфизма и тектонических деформаций первичные структуры месторождений испытывают изменения в различной степени: от самых незначительных (месторождение Мак-Артур, Австралия) до полностью преобразованных. К числу последних, например, принадлежат месторождения Брокен-Хилл (Австралия), Белоусовское, Филизчай (СССР), рудные тела которых, накопившись в узких линейных прогибах, расположены сейчас в антиформных структурах, залегая в разрезе рудовмещающих пород, имеющих крутое залегание или падения, обратные последовательности их стратиграфического напластования.

Сочетание преобразованных конседиментационных и новообразованных рудовмещающих структур в пределах одного месторождения приводит к резкому усложнению условий локализации стратиформных залежей — нарушению их согласного залегания с вмещающими породами и наращиванию стратиформных рудных тел в новообразованных секущих структурах регенерированными рудами. Эти процессы могут происходить в таких масштабах, что от первичной в целом стратиформности руд-

ных тел могут сохраниться отдельные признаки, распознаваемые только при детальном исследовании метаморфизованных месторождений.

Преобразование формы рудных тел с нарастанием степени регионального метаморфизма осуществляется двумя путями. С одной стороны, увеличение степени метаморфизма и тектонических деформаций приводит к значительному упрощению рудных залежей. Например, первичные пласто- и линзообразные рудные тела Белоусовского месторождения в результате перегруппировки вещества в процессе формирования Иртышской зоны смятия были преобразованы в серию узких, сравнительно маломощных, но протяженных лентообразных тел с многочисленными раздувами, пережимами и апофизами. В целом по структуре месторождения уменьшение мощности отложений и рудных тел при изоклинальной складчатости оценивается в 1,5 раза [Палеовулканологический анализ..., 1984]. Процессы метаморфизма и изоклинальной складчатости приводят также к смятию и уплощению секущих трубообразных тел хлорит-серицитовых и кварц-серицитовых метасоматитов, расположенных в лежачем боку пластообразных рудных залежей.

С другой стороны, при перераспределении рудного вещества оно нагнетается в ядерные части складок, что приводит к резким раздувам мощности тел на отдельных участках либо придает телам в целом факоидальную (чечевицевидную) форму.

Одной из примечательных особенностей залегания рудных тел регионально метаморфизованных стратиформных месторождений является совпадение их пространственной ориентировки с элементами залегания осевых поверхностей складок, сланцеватости и линейности, возникающих на ранних этапах деформации. В частности, на месторождении Брокен-Хилл рудные линзы располагаются параллельно осевым поверхностям складок и их склонение контролируется ориентировкой линейности.

Формы рудных тел испытывают резкие изменения также в результате тектонического разлинзовывания и будинажа, которые особенно широко проявлены на месторождениях, залегающих среди метаморфизованных гетерогенных слоистых осадочных и вулканогенно-осадочных толщ. Если будинаж захватывает только отдельные слои руд в пределах пластообразных залежей, то тектоническое разлинзовывание может охватывать целиком всю залежь, расчленяя ее на серию линзовидных блоков различной протяженности и мощности. Иногда тектонические рудные линзы, часто с блоками вмещающих пород, отделены друг от друга зонами развития метаморфогенно-метасоматических амфибол-плагиоклазовых пород или кварц-мусковитовых сланцев. Интенсивность тектонического разлинзовывания, размеры тектонических линз и амплитуда их смещения друг относительно друга зависят от конкретной геологической ситуации, в первую очередь от степени анизотропии рудовмещающего разреза. В частности, усиление степени тектонического разлинзовывания рудных тел на Холоднинском месторождении установлено именно там, где в рудовмещающем разрезе увеличивается доля мощных жестких тел колчеданных руд.

По данным Ю. И. Демина и других исследователей [Демин, Ловчук, 1971; Палеовулканологический анализ..., 1984], условия переработки ранее существующих рудных образований при контактовом метаморфизме определяются конкретной геологической обстановкой, режимом и динамикой развития теплового поля интрузивных массивов. Выделяются следующие основные обстановки преобразования.

1. Месторождение находится на значительном расстоянии от гранитного массива, который создает температурное поле на месторождении с небольшими температурами и незначительным градиентом. Поле вызывает перекристаллизацию руд и трансформацию их минерального состава.

2. Месторождение располагается в области воздействия крупного интрузива с мощным и неоднородным тепловым полем, которое вызывает почти полную переработку месторождения с миграцией рудных элементов

на расстояние до первых километров и формирование новой зональности рудного поля и месторождения.

3. Месторождение локализовано в поле близко расположенного, но небольшого по размерам интрузива. Его тепловое поле вызывает радикальную переработку существующих руд без значительного перемещения рудного вещества.

Указанные обобщенные обстановки трансформации месторождений под воздействием тепловых полей модифицируются, а масштабы миграции рудного вещества и условия последующей концентрации и рассеивания мобилизованного вещества зависят от конкретных геолого-структурных условий интрузивного массива и развития теплового поля.

В относительно закрытых структурах масштабы миграции и степень распыленности вещества значительно меньше по сравнению с хорошо проницаемыми структурами. Сочетание в разной степени дислоцированных дометаморфических рудных залежей, непосредственно наращивающихся переотложенным веществом на флангах, с вновь образованными рудными телами, обычно приуроченными к секущим тектоническим нарушениям разного ранга и механизма образования, и формирует новые обстановки проведения прогнозно-поисковых работ.

В некоторых рудных районах (Центральный Казахстан, Западное Забайкалье, Рудный Алтай и др.), характеризующихся развитием карбонатных или карбонатсодержащих рудоносных горизонтов в зонах экзоконтактов гранитоидных массивов, образуются скарнированные свинцово-цинковые месторождения. По данным Г. Н. Щербы, Э. Г. Дистанова, А. Г. Натарова и других исследователей [Дистанов, 1977; Металлогенические провинции..., 1983; и др.], а также по нашим наблюдениям на скарнированных свинцово-цинковых проявлениях Монголии и Швеции, они отличаются от типовых свинцово-цинковых скарновых объектов наличием догранитных рудных тел, претерпевших перекристаллизацию и перераспределение, наложенностью скарнов на первичные руды, приуроченностью к деформированным конседиментационным структурам и характерным литолого-стратиграфическим уровням, вмещающим в этих районах не затронутые метаморфизмом свинцово-цинковые или ассоциирующиеся с ними гематитовые с повышенным количеством свинца и цинка месторождения. В рудных телах среди скарнов и контактовых роговиков в большинстве случаев сохраняются реликтовые текстуры и структуры руд, отражающие первичные условия их накопления. Наблюдается также сочетание этих реликтовых форм выделения сульфидов с вновь образованными при метаморфизме и перераспределении первичного вещества. На скарнированных месторождениях сохраняется также зональность, свойственная нескарнированным объектам, на фоне которой участки богатых свинцово-цинковых руд в скарнах формируют секущие рудные столбы. Они приурочены только к тем участкам месторождений, которые подвергались непосредственному воздействию гранитоидов [Цетлин, 1980].

Существенные преобразования структур и формы рудных залежей стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах происходят в процессе поздних складчатых и разрывных дислокаций, когда формируются мощные зоны трещиноватости, полости отслоения и другие структурные элементы, по которым могут циркулировать гидротермальные растворы [Ручкин, 1984].

Подток горячих растворов по каналам, контролируемым тектоническими зонами, формирует вдоль них локальные ореолы пропаривания, отчетливо фиксируемые декрептометрическими методами [Алексеенко, 1981]. Выделяется несколько морфологических типов ореолов пропаривания.

Наиболее существенное значение в преобразовании рассматриваемых месторождений принадлежит послойным и субсогласным ореолам, связанным с продвижением гидротермальных растворов по контактам рудных залежей с вмещающими породами и субсогласными зонами рассланцева-

ния и дробления. Как правило, они представляют собой лентообразные зоны, выходящие за пределы рудных тел лишь на первые метры вкрест простирания. Иногда несколько сближенных ореолов формируют зону мощностью до сотен метров, в которой полосы пропаренных и не затронутых этим процессом пород и руд чередуются между собой. В случае сочетания субсогласных ореолов с секущими создаются блоковые и мозаично-блоковые ореолы, захватывающие достаточно обширные и сложнопостроенные зоны пронаривания.

Совпадая в пространстве с положением рудных залежей, локальные ореолы пропаривания определяют разномасштабную трансформацию ранее образованных рудных концентраций: их метаморфическую перекристаллизацию, интенсивное перераспределение, переотложение и вынос сульфидного вещества.

Переотложенное рудное вещество образует в пределах ореолов пропаривания зоны развития брекчиевых и прожилково-вкрапленных галенит-сфалеритовых руд. Преобразование руд сопровождалось развитием субпластовых зон внутрислойного брекчирования рудовмещающих пород. Уплощенные обломки доломитов цементируются субпараллельными прожилками крупнозернистого доломита, что в целом придает породе грубополосчатый облик («зебра-доломиты»). Процесс преобразования заканчивается формированием нерудной прожилковой минерализации, которая сопровождается, в свою очередь, частичным переотложением свинцово-цинковых руд в виде поздней рассеянной вкрапленности.

В процессе преобразования рудных залежей трансформируется их форма. Анализируя распределение реликтовых первичных руд по простиранию рудовмещающих толщ месторождений Сарданского рудного района, можно прийти к заключению, что они имели формы рудных лент или рудных линз. За счет наращивания переотложенной минерализации рудные тела приобретают наиболее распространенную на месторождениях форму столбообразных и таблицеобразных залежей промышленных свинцово-цинковых руд [Ручкин, 1984].

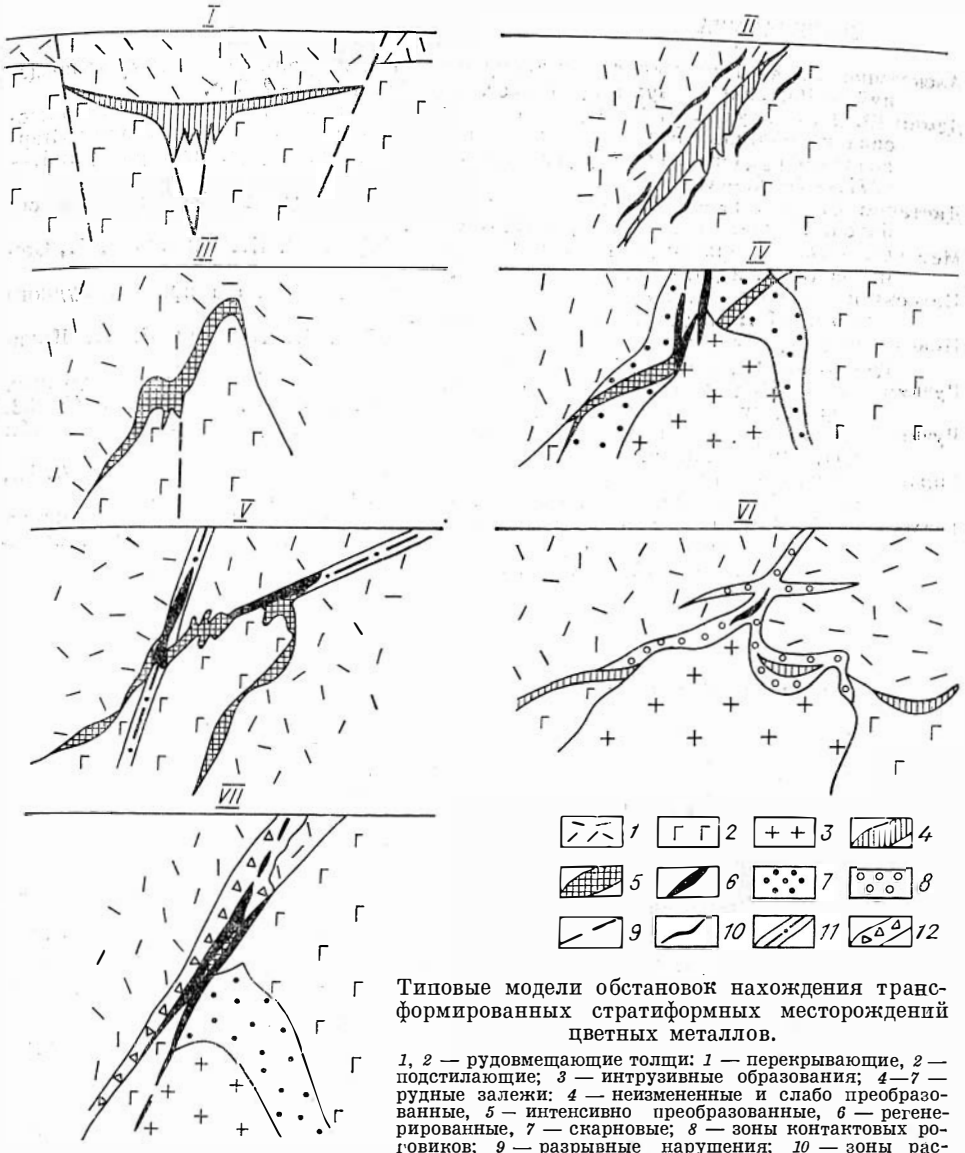
Типовые модели обстановок нахождения трансформированных месторождений. Изложенные материалы вскрывают наиболее характерные изменения структур месторождений и формы рудных залежей, искажающие в той или иной степени первичные условия локализации месторождений в зависимости от интенсивности и характера метаморфизующих факторов, их сочетания по формам проявления при различной сохранности первичных обстановок. Из максимально возможного сочетания первичных и образованных обстановок нахождения месторождений, определяющих условия проведения прогнозных и поисковых работ, выделяются только семь обстановок, представляющих интерес при прогнозно-поисковых работах (см. рисунок):

1) характеризующиеся низкой интенсивностью изменения структур месторождений, формы рудных залежей, состава и текстурно-структурных особенностей руд, т. е. наиболее близкие первичным условиям локализации месторождений (месторождения Озерное, Юбилейное, Мак-Артур и др.);

2) возникшие в результате динамометаморфических преобразований в пределах локальных зон рассланцевания и смятия в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации, с наклонными и крутопадающими рудными телами (месторождения Текелийское, Учалинское, Сибайское и др.);

3) связанные с низким уровнем преобразования состава и текстурно-структурных особенностей руд в условиях метаморфизма от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма с крутопадающими, субвертикальными, опрокинутыми и сложнодислоцированными рудными телами (месторождения Филизчайское, Белоусовское, Маунт-Айза, Розбери и др.);

4) вызванные контактовым метаморфизмом вмещающих пород и руд со слабой дислоцированностью рудных тел, но с интенсивным преобразо-



Типовые модели обстановок нахождения трансформированных стратиформных месторождений цветных металлов.

1, 2 — рудовмещающие толщи: *1* — перекрывающие, *2* — подстилающие; *3* — интрузивные образования; *4—7* — рудные залежи: *4* — неизмененные и слабо преобразованные, *5* — интенсивно преобразованные, *6* — регенерированные, *7* — скарновые; *8* — зоны контактовых роговиков; *9* — разрывные нарушения; *10* — зоны рассланцевания; *11* — син- и постметаморфические разрывные нарушения, выполненные метаморфогенно-гидротермальными образованиями; *12* — зоны брекчирования. I—VII — типовые обстановки нахождения месторождений (объяснение см. в тексте).

ванием вмещающих толщ, преотложением и регенерацией рудного вещества (месторождения 50 лет Октября, Ново-Березовское, Маинское и др.);

5) характерные для зон преобразования рудных тел и вмещающих пород в условиях интенсивного контактового и регионального метаморфизма в фациях роговиков, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой со сложно- и многоэтаннодеформированными рудными телами (месторождения Холоднинское, Дегтярское, Брокен-Хилл и др.);

6) обусловленные контактовым метаморфизмом свинцово-цинковых руд, залегающих в карбонатных средах, придающие месторождениям характеристики скарновых контактово-метасоматических объектов (месторождения Карагайлинское, Назаровское, Ульзутуй, Гарпенберг и др.);

7) вызванные переотложением и регенерацией рудного вещества с локализацией его в новообразованных структурах под воздействием регионального и контактового метаморфизма рудных тел и их переработки гидротермальными растворами в ореолах пропаривания (месторождения Сарданское, Уруйское, Старковское и др.).

ЛИТЕРАТУРА

Алексеенко В. А. Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений.— Ростов-на-Дону: Изд-во Ростов. ун-та, 1981.— 256 с.

Демин Ю. И., Ловчук В. В. Температурный режим формирования Белоубинского массива и некоторые вопросы генезиса полиметаллической минерализации Старковского рудного поля (Рудный Алтай) // Геология рудн. месторождений.— 1971.— № 4.— С. 36—49.

Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 351 с.

Металлогенические провинции и пояса Казахстана/Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Степанов В. В. и др.— Алма-Ата: Наука, 1983.— 240 с.

Палеовулканологический анализ колчеданоносных провинций (на примере Рудного Алтая).— М.: Изд-во МГУ, 1984.— 192 с.

Поиски меднорудных месторождений/Бородаевская М. Б., Володин Р. Н., Кривцов А. И. и др.— М.: Недра, 1985.— 324 с.

Ручкин Г. В. Модели регионального метаморфизма докембрийских колчеданных месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1981.— № 5.— С. 19—32.

Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия.— М.: Недра, 1984.— 237 с.

Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов/Кривцов А. И., Симонов И. З., Филатов Е. И. и др.— М.: Недра, 1985.— 324 с.

Цетлин В. П. История геологического развития Карагайлинского барит-полиметаллического месторождения (Центральный Казахстан) // Геология рудн. месторождений.— 1980.— № 4.— С. 72—85.

К. Р. Ковалев, А. И. Бусленко

СИНГЕНЕТИЧНО-РЕГЕНЕРАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ ПОЛИГЕННЫХ СУЛЬФИДНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ

Построение генетических моделей месторождений и рудных районов с полигенным оруденением имеет большое теоретическое и прикладное значение. Предпочтительной и универсальной в этом аспекте представляется двухстадийная сингенетично-регенерационная модель, которая предполагает формирование первичных скоплений рудного вещества гидротермально-осадочным или гидротермально-метасоматическим путем на геосинклинальном этапе и последующее преобразование его в результате более поздних контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов. Подобная модель рассматривается нами на примере Западного Забайкалья, где широко проявлено полигенное сульфидное полиметаллическое и железоокисное оруденение. Здесь наиболее интересной является Удино-Витимская структурно-формационная зона, охватывающая территорию распространения каледонской эвгеосинклинали.

В ее пределах встречается множество разновеликих останцов нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород в полях гранитоидов с сульфидным полиметаллическим и железоокисным оруденением. Наиболее крупным из них является Озернинский блок в Еравнинском рудном районе, который может служить классической объемной моделью компактного рудного узла. На площади блока более 200 км^2 сосредоточено около 30 месторождений и рудопроявлений, относимых к различным генетическим типам (рис. 1). Основное оруденение останца представлено гидротермально-осадочными, колчеданно-полиметаллическими, колчеданными, гематит-магнетитовыми и сидеритовыми рудами. Они хорошо сохранились на участках Озерном, Васильевском, Ульзутуе, Звездном, Аришинском. На других участках руды претерпели преобразования различной степени интенсивности, но и здесь реликтовые руды и породы несут наследственную информацию, позволяющую судить об их первичных усло-

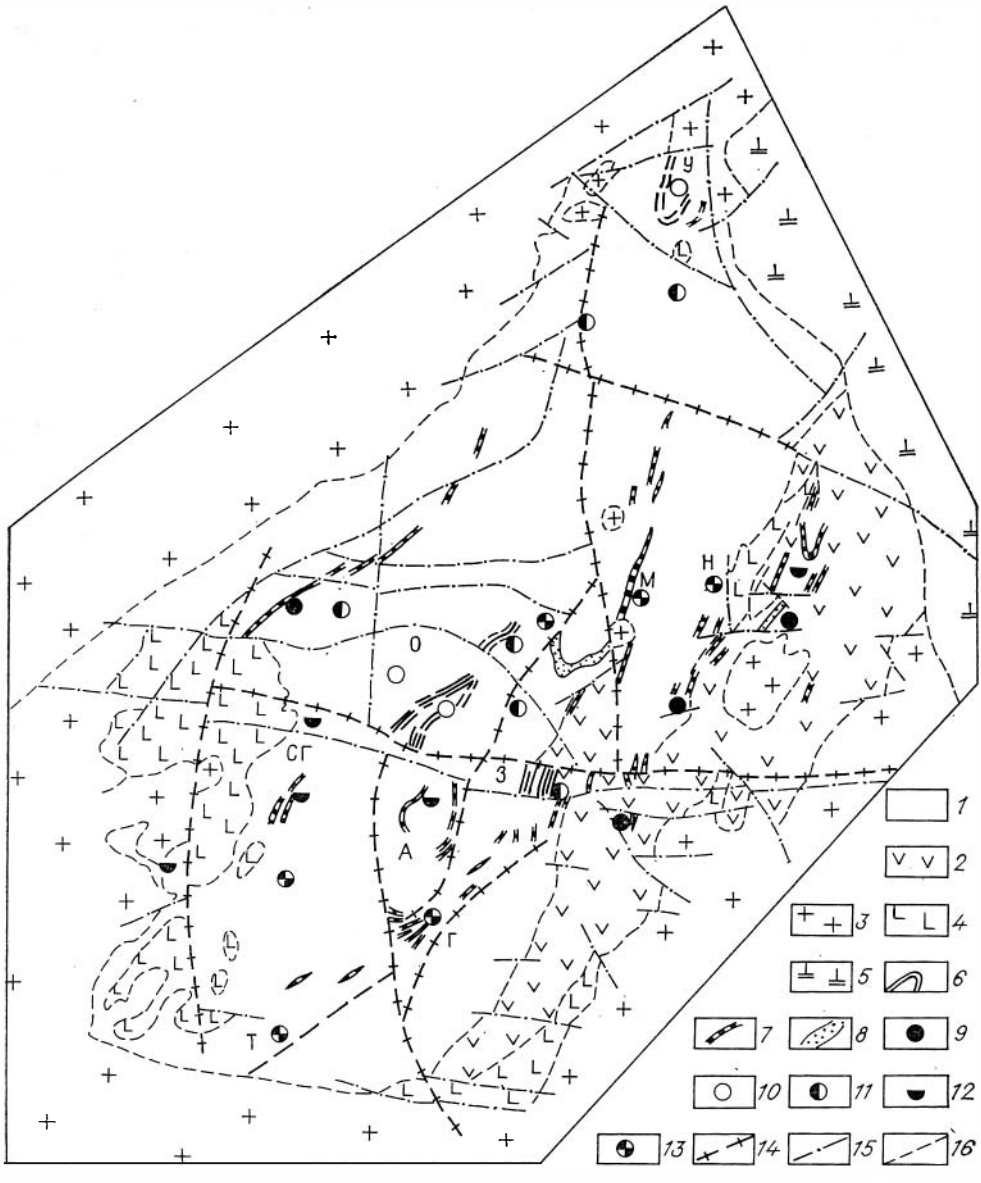


Рис. 1. Схема размещения полигенного сульфидно-железоокисного оруденения в Озернинском останце. Составлена по материалам Р. С. Тарасовой.

1 — нижнекембрийские вулканогенно-осадочные породы; *2* — нижнекембрийские вулканогенные породы андезит-базальтового состава; *3* — средне-, верхнепалеозойские граниты-гранитоиды; *4* — средне-, верхнепалеозойские диориты, гранодиориты; *5* — триасовые трахитовые порфиры и их туфы цаган-хунтейской свиты; *6* — пластовые сульфидные руды, близповерхностные или выходящие на поверхность; *7* — пластовые железоокисные магнетитовые руды; *8* — горизонты гематитсодержащих туффитов и карбонатно-гематитовых руд; *9—13* — месторождения и рудопроявления различных генетических и минеральных типов руд: *9* — слоистые железоокисные, *10* — слоистые сульфидные, *11* — слоистые сульфидно-железоокисные, *12* — преобразованные слоистые железоокисные; *13* — преобразованные слоистые сульфидно-железоокисные; *14* — главные разломы; *15* — второстепенные разломы; *16* — геологические границы. Буквами обозначены рудные участки: А — Аришинский, Г — Гундуй, З — Звездный, М — Магнетитовый (Солонго), Н — Назаровский, О — Озерный, СГ — Северный Гурвунур, Т — Туркул, У — Ульзутуй.

виях образования. Преобразование руд в Озернинском останце в самых различных геодинамических обстановках и масштабах дает возможность представить модель объемно и во времени — от этапа синхронного накопления рудного вещества на ранней геосинклинальной стадии до последующего изменения его во время стабилизации каледонид и внедрения гранитоидных интрузий.

Общие черты металлогении каледонид Западного Забайкалья и характер рудоносности раннепалеозойских геосинклинальных формаций

рассматривались в работах В. С. Кормилицына [1966], В. Г. Беличенко [1969], А. А. Крупского и В. Ф. Рукавца [1971] и многих других исследователей. Всеми отмечалась металлогеническая специализация Удино-Витимской структурно-формационной зоны на стратиформное полиметаллическое, железоокисное и марганцевое оруденение. По мере проведения геолого-разведочных работ в пределах отдельных останцов были выявлены общие и частные закономерности отложения сингенетичных гидротермально-осадочных руд в толщах нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород [Ветров, Крупский, 1964; Тарасова и др., 1972; Дистанов, Ковалев, 1975; Васильев, 1977; Ковалев, Кочеткова, 1977; Бусленко, Ковалев, 1977; Нуварьева, и др., 1980; Ковалев, 1986; и др.].

Сингенетичные элементы модели. На основе выявленных закономерностей для Озернинского рудного узла была построена идеализированная схема вулканогенно-осадочного рудообразования (рис. 2). Она отражает принципиальные моменты этого процесса — палеотектоническую и палеогеографическую обстановку, главные рудолокализующие структуры, пространственное соотношение фаций формации гидротермально-осадочных руд, их геохимическую и минеральную специализацию, состав вмещающих литофаций, физико-химические условия рудоотложения. Главной рудолокализующей структурой останца был межразломный троговый прогиб, прослеживаемый в его центральной части и развивающийся на вулканическом поднятии. Общее простирание его совпадает со структурами каледонской эвгеосинклинали Западного Забайкалья. В пределах троговой структуры, контролируемой северо-восточными разломами, формировались локальные грабен-синклинали, вмещающие сингенетичные руды.

Вулканизм района, предшествующий рудоотложению, отвечает базальт-андезит-дацитовой формации, однако значительные площади останца картируются геологами более как кислые породы. По нашему мнению, истинный состав вулканизма искажается масштабными проявлениями позднего наложенного кремнещелочного метасоматоза и процессов порфиризации. Поступление вулканогенного материала в район рудоотложения, по данным одних исследователей, происходило с северо-запада, а других — и с северо-запада и с юго-запада. Наряду с вулканогенными породами в рудовмещающих разрезах значительная доля принадлежит терригенному материалу, поступающему в троговую часть за счет размыва древних пород выступов, обрамляющих эвгеосинклиналь.

Выделяется три типа рудоносных литофаций — существенно вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенно-карбонатные, вмещающие соответственно железоокисное, сульфидно-железоокисное и сульфидное полиметаллическое оруденение. По отношению к источникам вулканизма первые относятся к проксимальным фациям и отражают более аэрированную обстановку, а вторые и третьи — к дистальным фациям, рудоотложение в которых происходило в более застойных условиях. В заключение следует отметить, что в целом рудоотложение на рассматриваемой территории происходило в условиях островодужного вулканизма, крайне расчлененного рельефа, активной сейсмотектонической обстановки, на небольших глубинах и при невысоких температурах, способствующих широкому развитию рифогенных построек.

Метаморфогенные элементы модели. Стабилизация геосинклинальной области сопровождалась складчатостью, метаморфизмом пород и руд и внедрением (по данным одних исследователей, в раннепалеозойское, а других — в средне-позднепалеозойское время) гранитоидов. Нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи в большинстве своем были переработаны и лишь в отдельных участках сохранились в виде разрозненных разновеликих останцов. Сам Озернинский останец имеет сложноблоковое строение, обусловленное различными глубинами подстилающих гранитоидов. В его пределах породы и руды претерпели в различной степени динамотермальные, гидротермальные и контактовые преобразования.

Динамотермальный метаморфизм. В пределах блока выявлены локальные зоны динамотермального и дислокационного метаморфизма, превышающие общий уровень нижней ступени зеленосланцевой фации регионального метаморфизма пород. По минеральным парагенезисам рудовмещающих пород в этих зонах устанавливаются фация зеленых сланцев (участки Гурвунур, Северный Гурвунур, Гундуй) и эпидот-амфиболитовая фация (участок Туркул) метаморфизма. На участке Туркул широко представлены биотитовые, гранат-биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые сланцы, имеющие узловатое и порфиробластическое строение и напоминающие метаморфизованные рудовмещающие породы Холоднинского месторождения.

Рудная минерализация на рассмотренных участках представлена рассланцованными и перекристаллизованными сульфидными полиметаллическими и железоокисными рудами. Степень изменения руд в значительной мере определяется нерудной составляющей. Меньшему изменению подвергаются руды с кремнистой и кремнисто-туффитовой основной массой, большему — с карбонатной и карбонатно-туффитовой. Пластовые сингенетичные руды разлинзовываются, будинируются и брекчируются. Наряду с реликтовыми слоистыми и ритмично-слоистыми рудами здесь отмечаются полосчатые и порфиробластические текстурные разновидности. За счет первичных магнетитовых руд, связанных с нижнекембрийским вулканизмом андезит-базальтового состава, по нашим представлениям, образуются и порфировые апатит-магнетитовые руды Северного Гурвунура, напоминающие руды месторождения Кируна в Швеции, Холзунского и Маркакульского месторождений на Алтае. Следует отметить, что динамотермальный метаморфизм в пределах останца не превышает эпидот-амфиболитовой фации и поэтому глубокой переработки гидротермально-осадочных и, возможно, синхронных вулканизму метасоматических руд здесь не происходит.

Гидротермальный метаморфизм. В пределах останца довольно широко проявлены жильная минерализация, наложенная на локально деформированные сульфидные и железоокисные руды (участки Гундуй, Туркул, Солнечный, Октябрьский), и кремнещелочной метасоматоз (участки Озерный, Аришинский, Звездный, Васильевский), контролируемый крупным Аришинско-Ульзутуйским разломом северо-восточного простирания. В первом случае на рассланцованные и катаклазированные руды и породы накладывается жильная баритовая, халькопирит-баритовая и карбонатная минерализация. В обломках брекчий встречаются слоистые кремнисто-гематитовые, кремнисто-пиритовые и кремнисто-магнетитовые руды.

Наиболее глубокие преобразования испытывают руды и породы при процессах кремнещелочного метасоматоза. Кварц-альбитовые, кварц-адуляровые, кварц-серицитовые и существенно кварцевые метасоматиты широко развиты на юго-восточном фланге Озерного, Васильевского, Октябрьского, Аришинского участков и на северо-западном фланге Звездного участка. Метасоматоз съедает пластовые тела сульфидных и железоокисных руд и разубоживает их с формированием ореолов рассеянной гнездовой и прожилковой рудной минерализации по его фронту. На Аришинском железорудном месторождении на отдельных участках широко представлена регенерированная жильная анкеритовая и кварц-анкеритовая минерализация с халькопиритом. Отмечается существенная переработка пластовых магнетитовых руд с формированием брекчиевой и штокверковой минерализации гематит-магнетит-хлорит-карбонатного состава.

Глубокие преобразования стратиформных колчеданно-полиметаллических руд при наложении кремнещелочного метасоматоза отмечаются на юго-восточном фланге Озерного месторождения (рис. 3). Многоярусные пластовые залежи слоистых и седиментационно-брекчиевых сульфидных и сульфидно-сидеритовых руд при этом превращаются в полосчатые, брекчиевидные или массивные руды со штокверковой прожилково-гнездо-

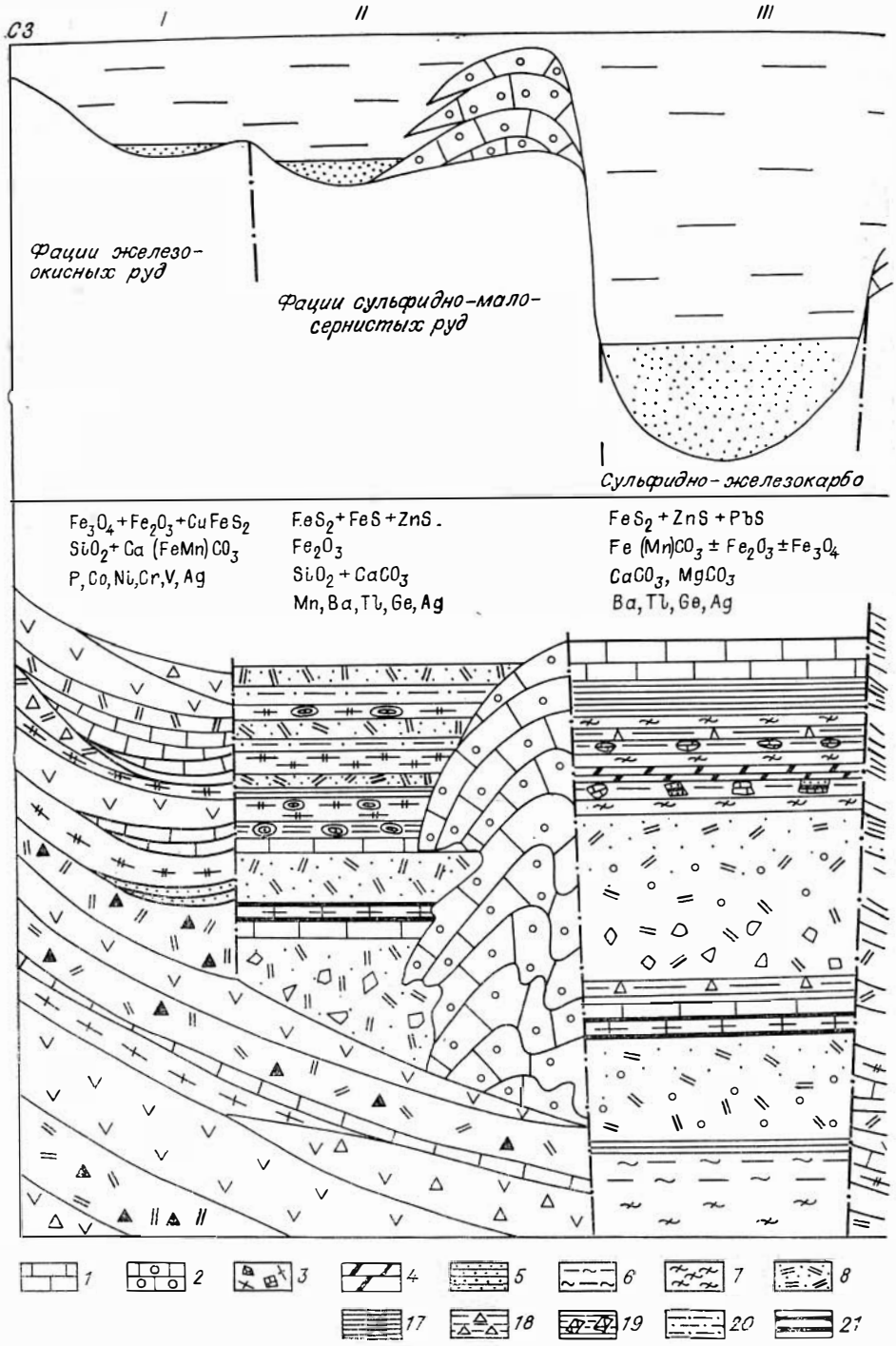
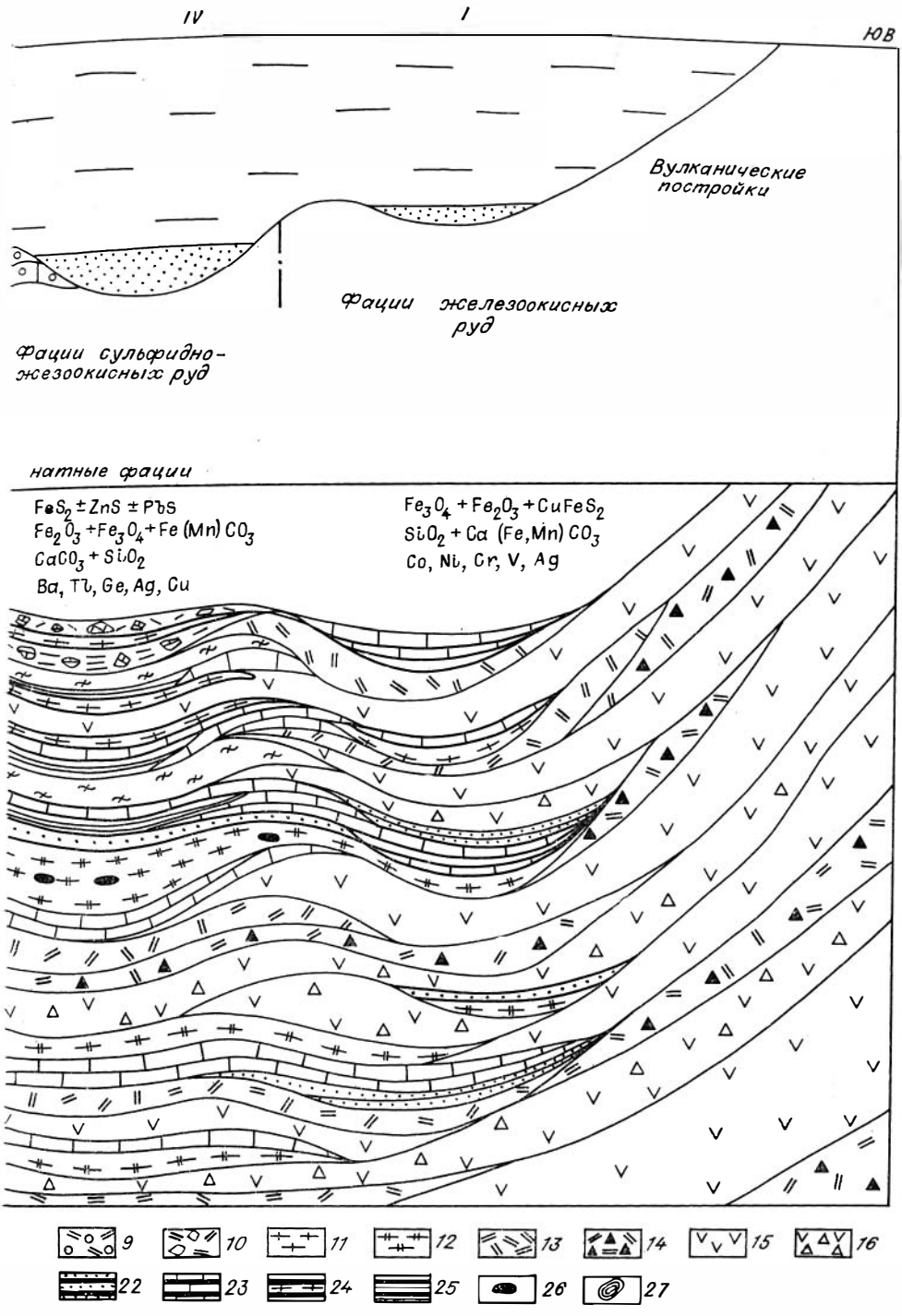


Рис. 2. Типовые обстановки гидротермально-осадочного рудоотложения в пределах Озернинского останца в Еравнинском рудном районе.

1 — известняки белые, массивные; *2* — известняки рифогенные; *3* — брекчии известняков с туфогенным материалом кислого состава; *4* — сидериты осадочные; *5* — кремнистые породы; *6* — алевропелиты углистые; *7* — алевропелиты кремнисто-карбонатные; *8* — песчаники вулканомиктовые; *9* — гравелиты вулканомиктовые; *10* — брекчии вулканомиктовые; *11* — туффиты кислого состава; *12* — туффиты основного состава; *13* — туфы среднего—основного состава среднеобломочные; *14* — туфы среднего — основного состава крупнообломочные; *15* — лавы андезит-базальтовых порфиритов; *16* — лавобрекчии андезит-базальтовых порфиритов с синхронной магнетитовой минерализацией;



17 — слоистые колчеданно-полиметаллические руды; *18* — слоистые колчеданно-полиметаллические руды с обломками пород гравелитового размера; *19* — седиментационные брекчии известняков с сульфидным цементом; *20* — слоистые кремнисто-сульфидные руды; *21* — слоистые кремнисто-магнетитовые руды; *22* — слоистые кремнисто-гематитовые руды; *23* — слоистые карбонатно-магнетитовые руды; *24* — слоистые карбонатно-гематитовые руды; *25* — слоистые сульфидно-железоокисные руды; *26* —магнетитовые конкреции; *27* — кварц-карбонатные конкреции.

Месторождения и рудопроявления с близкими первичными условиями отложения и минеральным составом: I — Солнечное, Аришинское, Гурвунур, Северный Гурвунур, Туркул, Майское, Южно-Гематитовое; II — Ульзутуй—I,—II; III — Озерное, Васильевское; IV — Звездное, Гундуй, Назаровское, Солонго, Горхон.

4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
1
2
3
ЮВ
СЗ

вой галенит-сфалерит-халькопирит-барит-сидеритовой минерализацией. При этом первичные пластовые залежи высококонцентрированных руд вовлекаются в метасоматическую переработку и разубоживаются по всему объему эндо- и экзоконтактовых зон метасоматитов. Первичные глобулярные агрегаты слоистых руд претерпевают перекристаллизацию и приобретают кристаллически-зернистое или колломорфное строение. Темно-серые тонкозернистые осадочные сидериты пластовых сульфидно-сидеритовых руд при метасоматозе преобразуются в крупнокристаллические кремовые сидериты с рассеянной сульфидной и баритовой минерализацией. Составы метасоматитов в значительной степени определяются исходным составом замещаемых пород. По вулканогенным породам среднего — основного состава образуются кварц-хлорит-альбитовые метасоматиты, по существенно терригенным породам — кварц-адуляровые метасоматиты.

Контактовый метаморфизм. Контактово-термальные и контактово-метасоматические преобразования сульфидных и железоокисных руд останца описывались многими исследователями на участках Озерном, Солонго, Гурвунуре, Ульзутуе, Звездном, Назаровском. Это локальные зоны термального метаморфизма руд у силлов диабазовых порфиритов, участки скарнирования пород и руд, контролируемые тектоническими нарушениями, либо типичные скарны в непосредственных контактах с гранитами, вмещающие сульфидное и железоокисное оруденение. Были выявлены геологические, текстурно-структурные и минералого-геохимические критерии контактового преобразования гидротермально-осадочных руд [Ковалев, 1975; Бусленко, Ковалев, 1977; Кочеткова, 1977; Пономарев и др., 1978; Нуварьева и др., 1980].

При контактовом воздействии прежде всего изменяется минеральный состав руд. На Озерном месторождении отмечалось постепенное уменьшение по мере удаления от контакта силла диабазов магнетита и хлорита в слоистых сульфидно-сидеритовых рудах. На месторождении Солонго Ю. А. Нуварьевой и др. [1980] было прослежено увеличение магнетитовой составляющей в стратиформных сульфидно-железоокисных рудах к контакту с гранитами. В условиях глубокого скарнирования пластовые тела испытывают наибольшие изменения, первичные руды теряют свои текстурные и структурные черты, а наиболее подвижные сульфиды обособляются в прожилки и гнезда в перекристаллизованной и новообразованной массе магнетита. В рудовмещающих вулканогенно-осадочных породах развиваются известковистые и магнезиальные скарны. При этом наследуется геохимическая специализация вмещающих толщ, а минералы скарнов проявляют типоморфизм, выражающийся в широком колебании химического состава. Геохимическая особенность рудных и нерудных минералов скарновых парагенезисов выражается в появлении таких своеобразных элементов, как молибден, олово, индий, висмут и вольфрам.

Таким образом, при гидротермально-метасоматических и контактово-метасоматических преобразованиях наряду с процессами разубоживания и рассеяния стратиформных руд происходит сегрегация рудного вещества и локализация его в виде жильного оруденения, которое относится к метаморфогенному регенерированному типу. Подобные локальные скопления богатых магнетитовых и сфалеритовых руд характерны для месторождений Солонго и Назаровское.

Рис. 3. Схематический геологический разрез Озерного месторождения. Составлен по материалам Р. С. Тарасовой.

1 — известняки; *2* — седиментационные брекчии на туфогенном цементе; *3* — известковистые песчаники; *4* — известковистые алевропелиты; *5* — алевропелиты; *6* — алевропелиты углистые; *7* — туфогенные песчаники; *8* — слоистые колчеданно-полиметаллические руды; *9* — сидериты осадочные; *10* — перекристаллизованные колчеданно-полиметаллические руды; *11* — прожилково-вкрапленные полиметаллические руды; *12* — метасоматические сидериты; *13* — кремнещелочные метасоматиты; *14* — кремнещелочные метасоматиты с обломками пород; *15* — кварцевые сиенит-порфиры; *16* — трахидолеритовые порфириты; *17* — границы кремнещелочного метасоматоза; *18* — геологические границы; *19* — зоны окисления.

Минеральные новообразования. Метаморфизм стратиформных сульфидных и железоокисных руд и вмещающих вулканогенно-осадочных пород сопровождается формированием новых минеральных форм. Часть минералов образуется при перекристаллизации ранее существующих концентраций, другая развивается за счет элементов, экстрагированных из пород и руд нижнекембрийского комплекса.

В условиях контактового метаморфизма образуются цельзиан, эллахерит, магнетиты с высоким содержанием цинка и марганца, сфалериты, обогащенные марганцем, железом, медью, цинковая шпинель, высокомарганцовистые пироксены, гранаты, эпидоты, калиевые полевые шпаты с барием, боровые минералы, эпидоты с высоким содержанием редких земель и другие минералы.

При гидротермально-метасоматических преобразованиях колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения за счет рассеянных серебра, мышьяка, сурьмы образуется комплекс серебросодержащих минералов (аргентит, пирсеит, полибазит, пираргирит, стефанит), сурьмяно-мышьяковистые блеклые руды, сульфосоли, арсенопирит, а за счет первичных высоких концентраций во вмещающих породах бария и марганца — барийсодержащие полевые шпаты, барит, высокомарганцовистые гидротермальные сидериты.

В динамометаморфизованных вулканогенно-осадочных толщах останца встречаются флогопиты, мусковиты, биотиты с повышенным содержанием бария, марганецсодержащие гранаты и амфиболы, апатит, турмалин и другие минералы. Перечень минеральных новообразований будет еще пополняться по мере углубленного минералогического изучения пород и руд на отдельных участках, но и из приведенного обзора становится ясным, что ведущими элементами здесь являются железо, цинк, медь, марганец, барий, фосфор, бор, мышьяк, представляющие устойчивый геохимический парагенезис гидротермально-осадочного рудообразующего процесса.

Процессы полиметаморфического преобразования стратиформных сульфидных и железоокисных руд и вмещающих вулканогенно-осадочных пород Озернинского останца исказили первичную картину его геологического строения и привели к формированию полигенного оруденения, в котором сочетаются черты первичных рудолокализующих факторов и вторичных, отражающих процессы метаморфогенного, скарнового и гидротермального рудообразования (рис. 4).

Источники вещества полигенного оруденения. При формировании полигенных руд Озернинского рудного узла процессы регенерации и экстракции занимают ведущее место. Регенерация происходит в основном в пределах существующих контуров рудных залежей или на незначительном удалении от них, и источник регенерированного сульфидно-железоокисного оруденения в рассматриваемом районе не вызывает сомнения. Наименее всего регенерация проявляется при процессах динамометаморфизма. Дифференциация рудного вещества в этих условиях ограниченна, и изменения происходят на уровне изохимического метаморфизма. Наиболее глубокие преобразования испытывают стратиформные руды и вмещающие породы при гидротермально-метасоматических процессах. Ведущую роль при этом приобретает структурный фактор локализации руд. Регенерация способствует сегрегации вещества и улучшению технологических свойств руд, но, как правило, не приводит к формированию крупных рудных скоплений.

При гидротермально-метасоматических процессах во вторичный рудообразующий процесс вовлекаются элементы, экстрагированные из вмещающих пород и руд. Особый интерес в плане определения источников вещества представляет проявление на полигенных сульфидно-железоокисных месторождениях останца марганцевой, боровой, апатитовой, баритовой, медной и редкоземельной минерализации. Общая потенциальная перспективность нижнепалеозойских толщ Западного Забайкалья на марганец и фосфор и частая ассоциация сульфидных, железоокисных, марган-

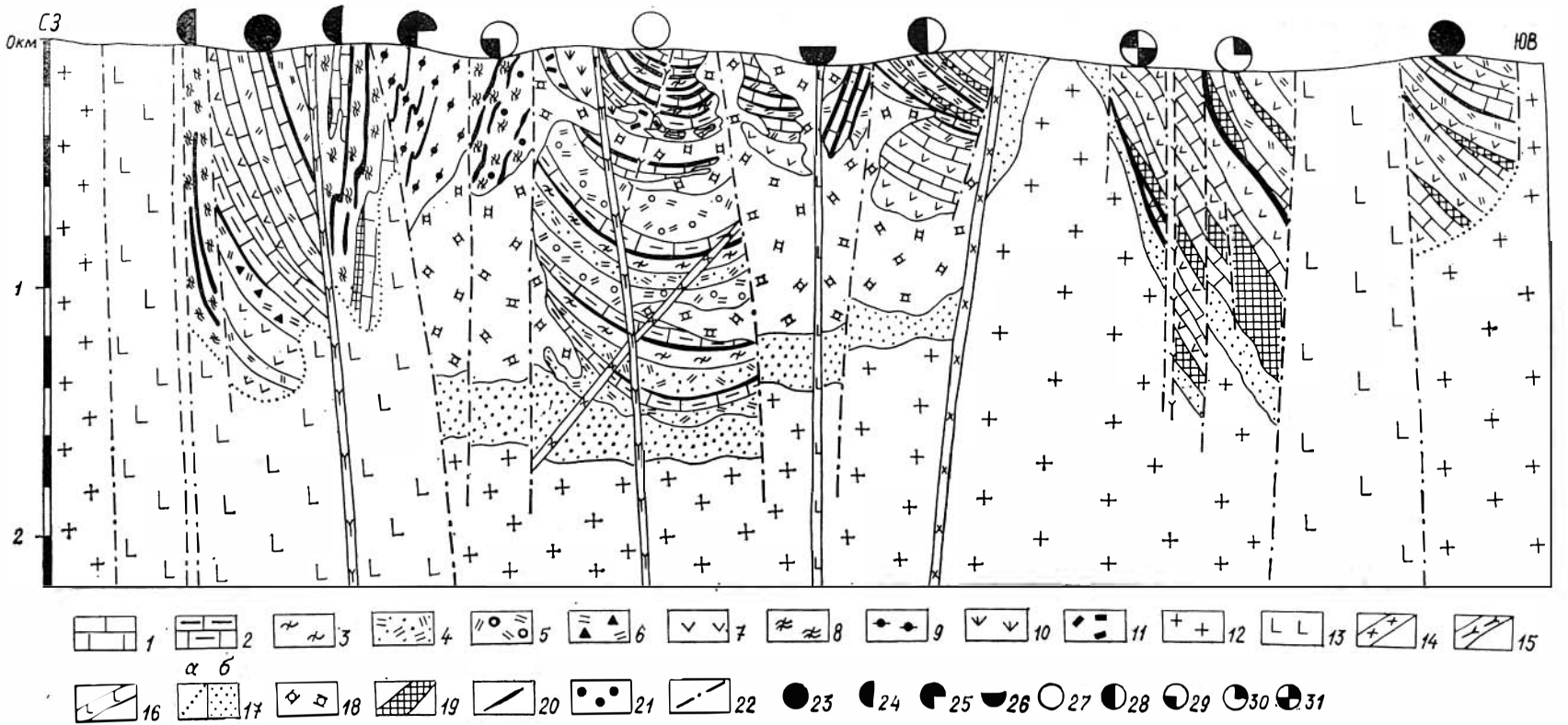


Рис. 4. Размещение полигенного оруденения в схематизированном разрезе Озернинского останца.

1 — известняки белые, массивные; *2* — известняки серые слоистые с примесью терригенного материала; *3* — известковистые алевропелиты; *4* — полимиктовые песчаники и брекчии; *5—7* — породы среднего — основного состава: *5* — туфы, *6* — туфобрекчии, *7* — лавы; *8* — хлоритовые сланцы; *9* — гранат-биотитовые сланцы; *10* — силлы диабазовых порфиритов; *11* — субвулканические дацитовые порфиры; *12* — граниты и гранодиориты; *13* — диориты, габбро-диориты; *14* — кварцевые сиенит-порфиры; *15* — трахидолеритовые порфириты; *16* — андезитовые порфириты; *17* — зоны контактового метаморфизма (*а*) и грейзенизации (*б*); *18* — кремнещелочные метасоматиты; *19* — зоны скарнов и скарнирования; *20* — пластовые тела сульфидных и железоокисных руд; *21* — наложенная баритовая минерализация; *22* — тектонические нарушения; *23—31* — сульфидно-железоокисные руды: *23* — гидротермально-осадочные железоокисные, *24* — деформированные железоокисные в хлоритовых сланцах; *25* — деформированные железоокисные в гранат-амфибол-биотитовых сланцах, *26* — железоокисные в зонах гидротермального метаморфизма, *27* — гидротермально-осадочные сульфидные, *28* — гидротермально-осадочные сульфидно-железоокисные, *29* — деформированные сульфидно-железоокисные в хлоритовых сланцах, *30* — сульфидно-железоокисные в зонах скарнирования, *31* — сульфидно-железоокисные в скарнах.

цевых и фосфорных проявлений отмечались многими исследователями [Бутов, 1970; Сливинский, 1981]. Высокая марганцовистость вмещающих пород и парагенных рудных отложений самого Озерного останца также известна. Минералогическими и геохимическими исследованиями на различных участках было установлено заимствование марганца из вмещающей среды при формировании марганецсодержащих рудных и нерудных минералов. Описывались высокомарганцовистые карбонаты, сульфиды, силикаты, окислы.

Фосфорная минерализация отмечалась на частично скарнированном железорудном месторождении Гурвунур и месторождении Северный Гурвунур, приуроченных к одной рудовмещающей пачке на северо-западном фланге останца. Проявление этой минерализации в виде апатита скорее всего связано с первичными аномальными концентрациями фосфора в этих толщах и сингенетичных железных рудах. Повышенные концентрации фосфора отмечались во многих разностях рудовмещающих вулканогенных пород останца [Нуварьева и др., 1980; Коновалов, 1968; Дымкин, Лидин, 1985]. Содержание окиси фосфора в них превышает первые десятые доли процента. Аналогичный источник фосфора признается и для других подобных апатит-магнетитовых месторождений. Так, в последнее время было убедительно показано, что на апатит-магнетитовых месторождениях Кируна в Швеции [Parák, 1985] и месторождениях Алтая [Кассандров, Иванов, 1979] источником магнетита, апатита, бора и редких земель была не рудная магма, а рудоносные вулканогенно-осадочные породы, претерпевшие метаморфизм.

Другим индикаторным элементом широкого проявления процессов экстрагирования и регенерации рудных компонентов в процессах метаморфизма служит медь. Она повсеместно встречается в ассоциации с гидротермально-осадочными железоокисными рудами и вмещающими породами среднего — основного состава как в пределах Озернинского, так и в других останцах Удино-Витимской структурно-формационной зоны [Ветров, Крупский, 1964; Коновалов, 1968; Ковалев, Кочеткова, 1977; Нефедьев, Виноградов, 1982; Ковалев, 1986]. Все проявления халькопиритовой минерализации в Озернинском останце тяготеют к железорудным месторождениям и рудопроявлениям. В первичных слоистых железных рудах медь фиксируется в виде тонкодисперсной вкрапленности халькопирита в мелкозернистом магнетите, что говорит об их тесном генетическом родстве. Отмечается повышенный геохимический фон меди во вмещающих породах андезит-базальтового состава. При метаморфизме руд и пород медь в силу своей большой подвижности легко извлекается и перераспределяется в прожилки. На скарнированных участках с сульфидно-железоокисным оруденением она, помимо того, встречается в виде обильной вкрапленности халькопирита в сфалерите.

Вмещающие вулканогенно-осадочные породы останца повсеместно обогащены барием и служат источником баритовой минерализации. Этот элемент в основном отлагался в процессе гидротермально-осадочного рудообразования, но часть его, очевидно, поступала при размыве древних пород. Повышенные концентрации бария, порядка устойчивых десятых долей процента, отмечаются в терригенных породах рудовмещающего разреза Озерного месторождения. Характерна высокая корреляция бария с калием. На повышенный уровень концентрации бария в протерозойских гранитоидах Западного Забайкалья, обрамляющих нижнепалеозойскую эвгеосинклиналь, указывалось ранее В. Ф. Рукавцом [1972]. Баритовая жильная и гидротермальная минерализация повсеместно встречается на участках останца, претерпевших метаморфические преобразования. За счет повышенных концентраций этого элемента во вмещающих породах образуются цельзиан, эллахерит, барийсодержащие полевые шпаты и слюды.

Источником боровой минерализации также могли служить вмещающие вулканогенно-осадочные породы, о чем свидетельствует присутствие тур-

малинсодержащих сланцев на участке Туркул. В локальных зонах отмечаются его сегрегация, укрупнение зерен и образование гнезд и прожилков. Все это указывает на легкую миграцию бора уже на самых начальных стадиях дифференциации вещества. На контактово-метаморфизованных участках Солонго, Звездный, Назаровский, Ульзутуй, Майский, расположенных на юго-восточном фланге останца, боровая минерализация проявляется либо в виде самостоятельных боровых, либо в виде борсодержащих минералов. Большая подвижность этого элемента при контактово-метасоматических процессах и возможностях экстракции его из вмещающих толщ отмечалась многими исследователями на примерах самых различных регионов [Финашин, 1974; Мирошниченко, 1974; Канищев, Сергеев, 1969]. А. Р. Канищев и А. Д. Сергеев для регионов Забайкалья установили приуроченность бороносных скарнов к турмалинсодержащим протерозойским и палеозойским породам, из чего следует однозначный вывод об источнике бора. Первичная обогащенность бором и турмалиноносность описывались для стратифицированных сульфидных отложений района Аппалачей [Taylor, Slack, 1984], Кордильер Канады [Ethier, Campbell, 1977] и аналогичных образований месторождения Завар в Индии [Waldhaman, Roonwal, 1977].

В отношении источника редкоземельной минерализации пока имеется мало сведений. Предварительные анализы вмещающих толщ, выполненные нами, указывают на неравномерность распределения редкоземельных элементов в осадочных, вулканомиктовых и вулканогенных породах и обедненность ими магматических пород, вызывающих скарнирование этих толщ. Не исключено, что, как и на месторождении Кируна [Parák, 1985], вулканогенно-осадочные породы Озернинского останца могли служить источником редкоземельной минерализации.

Предложенная для Озернинского останца сингенетично-регенерационная модель может служить в некоторой степени эталоном и для других районов с близкой историей геологического развития. Стереотипные модели с сульфидным и железоокисным оруденением отмечаются для ряда регионов Казахстана, Урала, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Восточного Забайкалья и Родопского срединного массива в Болгарии [Генетические модели..., 1985]. Наиболее широко они освещены для Урала [Исмагилов, Исмагилова, 1975; Бухарев и др., 1981; Беляшев, 1982], Алтая [Демин и др., 1972; Шатов, Ващенок, 1984], Казахстана [Абдрахманов, Тилепов, 1971; Пучков, Хван, 1983], Восточного Саяна [Князев, 1983], Кузнецкого Алатау [Кузебный, Макаров, 1984]. Классический пример регенерации стратиформного оруденения в палеозойских толщах Альп был описан Г. Шнейдерхеном [1957]. В последние годы эти представления получили развитие в работах других исследователей [Tufar, 1980; Cortecci et al., 1984]. Преобразование стратиформного сульфидного оруденения с формированием полигенных руд описывалось для провинции Лаврион в Греции [Leleu et al., 1973], провинции Гренвил в Канаде [Carter, Colvine, 1985], для районов Северной и Центральной Швеции [Hedström, 1984; Vivallo, 1985]. Список подобных рудных районов можно было бы продолжить, но даже из этого перечня становится ясным, что, несмотря на самый различный возраст стратиформного оруденения — начиная от архея и кончая самыми молодыми, всех их объединяет сходство первичной геологической обстановки. Геосинклинальный этап развития характеризуется накоплением синхронных вулканогенным и вулканогенно-осадочным толщам гидротермально-осадочных или метасоматических руд, обогащенных в той или иной степени медью, барием, марганцем, фосфором, бором и другими элементами. Последующее геологическое развитие регионов происходит в близком направлении.

Процессы складчатости и динамотермального метаморфизма, посторогенного магматизма и контактово-метасоматического и гидротермального метаморфизма приводят к трансформации стратиформных руд, их перекристаллизации и частичному переотложению, мобилизации рассеянных

элементов и формированию полигенного оруденения. Сингенетично-регенерационная модель отражает процессы как формирования первичных рудных концентраций, так и неизбежных преобразований их в длительной истории геологического развития рудных районов, в масштабе полного геотектонического цикла, и тектономагматической активизации [Кузнецов, Ильинский, 1984; Смирнов, 1984].

Предлагаемая модель дает ответы на многие вопросы об источниках рудного вещества для полигенного оруденения, реальных механизмах преобразования сингенетичного оруденения и вовлечения в гидротермальный процесс рассеянных элементов, первичных и вторичных рудолокализующих факторах и, наконец, причинах пространственного совмещения различных генетических типов рудной минерализации.

В заключение следует подчеркнуть, что в рассмотренном рудном районе основные промышленные концентрации дают стратиформные месторождения гидротермально-осадочного генезиса. В результате процессов метаморфизма, какими бы они масштабными ни были, новых крупных месторождений не образуется. Регенерированное оруденение играет важную индикаторную роль. Исходя из рассмотренной модели поисковые и разведочные работы в рудных районах должны проводиться с учетом факторов первичного сингенетичного и вторичного метаморфогенного рудообразования.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А., Тилепов З. Т. О взаимосвязи первичных стратиформных и вторичных мобилизованных метасоматических руд // Изв. АН КазССР. Геол.— 1971.— № 1.— С. 35—47.

Беличенко В. Г. Нижний палеозой Западного Забайкалья.— М.: Наука, 1969.— 205 с.

Беляшев Н. М. Давыдовское рудное поле в Тургае — типичный пример полигенности и полихронности скарново-магнетитовых месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1982.— № 4.— С. 46—53.

Бусленко А. И., Ковалев К. Р. Генетические типы руд Звездного колчеданно-полиметаллического месторождения (Западное Забайкалье) // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 180—190.

Бутов Ю. П. Рудоносность нижнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных формаций северо-западной части Витимского плоскогорья // Рудоносность и структуры рудных месторождений БурАССР.— Улан-Удэ, 1970.— С. 28—40.

Бухарев В. П., Гончарук А. Ф., Стебновская Ю. М. и др. Генезис скарново-магнетитовых месторождений Урала с позиций вулканогенно-осадочной теории рудообразования // Рудообразование и металлогения.— Киев, 1981.— С. 209—222.

Васильев И. Л. Геология Еравнинского рудного поля.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 126 с.

Ветров Д. В., Крупский А. А. Еравнинский железорудный район // Труды II совещания по металлогении Саяно-Байкальской горной области.— Улан-Удэ, 1964.— С. 54—68.

Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: ИГиГ, 1985.— Т. 2.— 203 с.

Демин Ю. И., Брызгалова Г. С., Золотарев В. Г. О зональности регенерированного полиметаллического оруденения в пределах северо-восточного крыла Белоубинско-Маймырского синклинория (Рудный Алтай) // Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений.— М., 1972.— С. 150—152.

Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 174 с.

Дымкин А. М., Лидин Н. С. Генетические типы железорудных месторождений Западного Забайкалья.— Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985.— 151 с.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Соотношение колчеданного оруденения, околорудного метасоматоза и контактового метаморфизма на примере месторождения Весеннего // Метасоматизм и рудообразование.— М.: Недра, 1975.— С. 202—206.

Канищев А. Р., Сергеев А. Д. Приуроченность бороносных скарнов Забайкалья к пачкам доломитов с турмалинсодержащими сланцами и кварцитами // Критерии рудоносности метасоматитов.— Алма-Ата: КазИМС, 1969.— С. 48—49.

Кассандров Э. Г., Иванов В. И. Геология и генезис апатит-магнетитовых месторождений Алтая.— М.: Недра, 1979.— 135 с.

Князев Г. Б. Метаморфизованное марганец-фосфор-железное оруденение в нижнем кембрии Казырского железорудного района (Восточный Саян) // Геологические формации и их рудоносность.— Томск, 1983.— № 2.— С. 26—30.

Ковалев К. Р. Контактовый метаморфизм руд на Озерном колчеданно-полиметаллическом месторождении // Локальный метаморфизм руд.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— С. 58—70.

Ковалев К. Р. Закономерности вулканогенно-осадочного рудообразования в Еравнинском рудном районе (Западное Забайкалье) // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 135—151.

Ковалев К. Р., Кочеткова К. В. О генезисе колчеданного месторождения Зангода в Западном Забайкалье // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 190—209.

Коновалов И. В. Некоторые вопросы генезиса Еравнинских железорудных месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1968.— № 2.— С. 27—37.

Кормилицын В. С. Главные проблемы региональной тектоники и металлогении Забайкалья // Вопросы региональной геологии и металлогении Забайкалья.— Чита, 1966.— Вып. 2.— С. 14—20.

Кочеткова К. В. Минералогия колчеданных свинцово-цинковых руд Озерного месторождения // Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— С. 118—180.

Крупский А. А., Рукавец В. Ф. Особенности металлогенического районирования Курбино-Еравнинского района БурАССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР.— Улан-Удэ, 1971.— Вып. 14.— С. 22—24.

Кузебный В. С., Макаров В. А. Особенности формирования скарново-рудных зон месторождений Темирского рудного поля (Кузнецкий Алатау) // Петрология и полезные ископаемые Красноярского края.— Новосибирск, 1984.— С. 32—45.

Кузнецов В. А., Ильинский Ю. В. Металлогеническая эволюция фанерозойских складчатых систем юга Сибири // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 6.— С. 183.

Мирошниченко Л. А. Источники рудного вещества в скарнах Восточного Казахстана // Проблема метаморфогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1974.— С. 168—170.

Нефедьев М. А., Виноградов Б. К. Комплексирование методов при прогнозировании и поисках рудных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 164 с.

Нуварьева Ю. А., Сливинский А. А., Якимов Л. И. Полифациальность вулканогенного рудообразования и метаморфизм руд на примере железорудных месторождений Западного Забайкалья // Вулканогенно-осадочное рудообразование в Сибири.— Новосибирск: СНИИГГиМС, 1980.— С. 61—73.

Пономарев В. Г., Лапин Б. Н., Бусленко А. И. Преобразование гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических и железных руд в Еравнинском рудном районе // Геология и генезис редкометалльных и полиметаллических месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— С. 73—91.

Пучков Е. В., Хван В. А. Эволюция рудного процесса и зональность Карагайлинского барит-свинцового месторождения // Закономерности размещения и прогнозирования стратиформных месторождений цветных металлов.— Алма-Ата, 1983.— С. 85—98.

Рукавец В. Ф. Гранитоиды комплекса основания западно-забайкальских каледонид Курбино-Еравнинского рудного района // Материалы по геологии и полезным ископаемым БурАССР.— Улан-Удэ, 1972.— Вып. 15.— С. 34—39.

Сливинский А. А. Марганцевые проявления Еравнинского рудного района (Центральная Бурятия) // Геология и геофизика.— 1981.— № 7.— С. 135—138.

Смирнов В. И. Периодичность рудообразования в геологической истории // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 6.— С. 306—307.

Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н. О формационном типе и генезисе свинцово-цинкового колчеданного месторождения Озерного // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири.— М.: Наука, 1972.— С. 79—97.

Финашин В. К. О рудной минерализации в турмалинсодержащих метаморфических породах // Проблемы метаморфогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1974.— С. 145—146.

Шатов В. В., Ващенок В. Н. Региональная метасоматическая зональность Прииртышского района Рудного Алтая и ее использование для прогноза колчеданного оруденения // Метасоматизм и рудообразованне.— М.: Наука, 1984.— С. 210—223.

Шнейдерхен Г. Успехи в познании вторично-гидротермальных и регенерированных месторождений // Рудные регенерированные месторождения.— М.: Иностр. лит., 1957.— С. 63—81.

Carter T. R., Colvine A. C. Metallic mineral deposits of the Grenville Province, southeastern Ontario // CIM Bull.— 1985.— Vol. 78, N 875.— P. 95—106.

Corteccі G., Lattanzi P., Tanelli G. Barite-iron oxides-pyrite (±Pb, Zn, Ag) ore deposits

of Apuane Alps, Tuscany, Italy // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 6.— С. 69—70.
Ethier V. G., Campbell F. A. Tourmaline concentration in Proterozoic sediments of the southern Cordillera of Canada and their economic significance // Can. J. Earth. Sci.— 1977.— Vol. 14, N 10.— P. 2348—2363.
Hedström P. Geological and genetic aspects of the Hällefors sulfide ores, Bergslagen, Sweden // Geol. fören. Stockholm färhandl.— 1984.— Vol. 106, N 2.— P. 151—166.
Leleu M., Morikis A., Picot P. Sur des minéralisations de type skarn au Laurium (Grèce) // Miner. deposita.— 1973.— Vol. 8, N 3.— P. 259—263.
Parâk T. Phosphorus in different types of ore sulfides in the iron deposits and the type and origin of ores at Kiruna // Econ. Geol.— 1985.— Vol. 80, N 3.— P. 646—665.
Taylor B. E., Slack J. F. Tourmalines from Appalachian-Caledonian massive sulfide deposits: textural, chemical, and isotopic relationships // Econ. Geol.— 1984.— Vol. 79, N 7.— P. 1703—1726.
Tufar W. Ore Mineralization from the Eastern Alps, Austria, as Strata-Bound-Syngenetic Formations of Pre-Alpine and Alpine Age // Proc. 5th Quadrennial JAGOD Symp., Utah, 1978.— Stuttgart, 1980.— P. 513—544.
Vivallo W. The Geology and genesis of the Proterozoic massive sulfide deposit at Garpenberg, Central Sweden // Econ. Geol.— 1985.— Vol. 80, N 1.— P. 17—32.
Waldhawan S. K., Roonwal G. S. Genetic significance of tourmaline associated with sulphide mineralization at Zawar area, Udaipur, Rajasthan, India // Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.— 1977.— N 5.— P. 233—237.

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

ТИПЫ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ РУДНОГО АЛТАЯ

В строении рудообразующих флюидных динамических систем, формирующих гидротермальные месторождения, Г. Л. Поспеловым [1963, № 10] выделены следующие зоны: корневая (I), проходного стволового потока (II), стволового рассеяния и растекания (III) и полного рассеяния (IV). Подобный подход позволяет перейти к определению рудообразующих систем (РОС) как совокупности структурно-вещественных и флюидных элементов, взаимодействие которых в определенном пространстве и времени (современном или в геологическом прошлом) приводит к образованию повышенных концентраций рудных компонентов, представляющих промышленный интерес. Очевидно, что аналогичные зоны зарождения, транзита и отложения присущи любым рудообразующим системам, в том числе — седиментогенным.

Условное пространство РОС имеет свою структуру, компонентами которой являются: ассоциация литолого-петрографических комплексов первичной (дорудной) среды, рудосодержащие флюиды и пути их миграции, условия транзита рудного вещества и его отложения. Эта структура, как правило, сложна и, за исключением отдельных современных ситуаций (прижерловые зоны действующих вулканов, современные россыпи и т. п.), очень редко расшифровывается однозначно.

В общем виде РОС формируются длительно и не стационарно, в период их деятельности меняются флюидный режим и пути миграции растворов, условия и скорость рудоотложения, не остается постоянной и структура вмещающей среды. К наиболее устойчивым результатам этого процесса относится новообразованный литолого-петрографический парагенезис, включающий оруденение в качестве составного компонента.

В ходе эволюции структуры РОС могут трансформироваться под влиянием «внешних» (идущих параллельно) и более поздних геологических процессов, в том числе новых рудообразующих, следствием чего является полигенность и полихронность оруденения. Тем не менее анализ реликтов РОС позволяет более строго подойти к рассмотрению генезиса конкретных рудных районов.

Исследования рудноалтайских месторождений показали, что здесь выделяются разновозрастные и разнотипные рудные формации: вулкано-

генная среднедевонская существенно колчеданная, более поздняя плутоногенная колчеданно-полиметаллическая, золоторудные кварц-сульфидная, кварцево-жильная, малосульфидная и др. Распознавание этих формаций не вызывает затруднений в том случае, если они размещаются пространственно обособленно, т. е. в «чистом виде». Известны, например, горизонты слоистых полиметаллических руд Второй Риддерской залежи, реликты грубослоистых барит-полиметаллических руд Ново-Лениногорского месторождения, тела пирититов с реликтовой слоистостью, региональные системы золотоносных кварцевых жил и др. Более сложные случаи возникают при пространственном совмещении упомянутых рудных формаций, характерных практически для всех рудноалтайских месторождений. В классическом учении о месторождениях полезных ископаемых выделяются три крупные серии [Смирнов, 1976]: седиментогенная, магматогенная и метаморфогенная, которые, в свою очередь, подразделяются на соответствующие группы, классы и подклассы. Например, среди колчеданно-полиметаллических месторождений выделяются следующие типы [Смирнов и др., 1981]: магматогенный — вулканогенный, вулканогенно-метасоматический, комбинированный и плутоногенный подтипы; метаморфогенный.

Гипотетические размеры РОС (протяженность миграции рудообразующих компонентов от их источника до зоны отложения), соответствующие указанным сериям, колеблются в широких пределах: седиментогенные — от 0 до сотен километров и более; магматогенные — десятки — 100—200 км; метаморфогенные — от 0 до 30—50 км.

РОС могут быть простыми или сложными, разных иерархических уровней. Но даже элементарные РОС, как правило, сложны по источникам рудообразующих компонентов и флюидов, имеющих эндо- и экзогенное происхождение [Поспелов, 1962, 1963]. В частности, Дж. М. Франклином, Дж. У. Лайдоном и Д. Ф. Сангстером [1984] гидротермальные системы колчеданных месторождений вулканической ассоциации рассматриваются в качестве конвективной ячейки, в которой в придонной колонне пород морского дна глубиной до 5 км формируются нисходящие потоки морской воды. Последние вовлекаются в кругооборот за счет тепла остывающих субвулканических тел и, обогатившись рудными компонентами, поднимаются затем вдоль выводных каналов разгрузки субмаринных гидротермальных систем. При этом считается, что в циркуляционной конвективной ячейке преобладает морская вода с участием небольшой доли метеорных, погребенных и магматических вод, и допускается множественный источник металлов и серы за счет пород, заключенных стратиграфически ниже, магмы, питающей вулканические породы, и морской воды — как источника серы.

Детальными исследованиями рудных полей и месторождений во многих случаях устанавливаются признаки их полиформационности и полиэтапности формирования, свидетельствующие о последовательном наложении разобщенных во времени рудообразующих систем. В общем виде различные сочетания элементарных эндо- и экзогенных физических и физико-химических процессов, приводящих к гидротермальному рудоотложению, рассмотрены Г. Л. Поспеловым [1963, № 10].

При систематике РОС можно выделить несколько иерархических уровней: I — глобальный, определяющий металлогенический облик крупных регионов; II — отдельных металлогенических провинций; III — рудных узлов; IV — рудных полей и месторождений; V — рудных тел и рудных залежей.

В пределах глобальных металлоганических поясов I иерархического уровня, например Монголо-Охотского, естественно, генерализуются элементарные РОС или их группы и соответствующие им ряды и серии рудных формаций [Кузнецов, 1975]. Принцип генерализации является главным при характеристике РОС металлогенических провинций, рудных узлов и даже месторождений, но его роль понижается с конкретизацией объекта исследования.

Металлогенический облик отдельных провинций, в частности Рудноалтайской с полиметаллическим оруденением, определяется закономерным пространственным размещением в пределах крупных тектонических блоков однотипных месторождений, связанных с областями тектономагматической активизации. Последним соответствуют отдельные тектонические зоны, например Холзунско-Сарымсактинская, Рудноалтайская, Иртышская и другие, выделяемые Г. Н. Щербой, Б. А. Дьячковым и Г. П. Нахтигалем [1984] в пределах Алтайского каледонско-герцинского линейного тектоногена. Ранее в этом регионе В. П. Нехорошевым [1932, 1958] установлена отчетливая региональная металлогеническая зональность, обусловленная последовательной сменой рудных поясов: вольфрам-молибденовых месторождений Горного Алтая, полиметаллического — Рудного Алтая, золотого оруденения Южного Алтая и т. д.

В металлогенических провинциях рудные районы дифференцируются в виде дискретных рудных узлов, связанных с функционированием пространственно сближенных РОС, контролируемых определенными комплексами изверженных пород (например, Лениногорский, Зыряновский, Прииртышский и другие рудные районы).

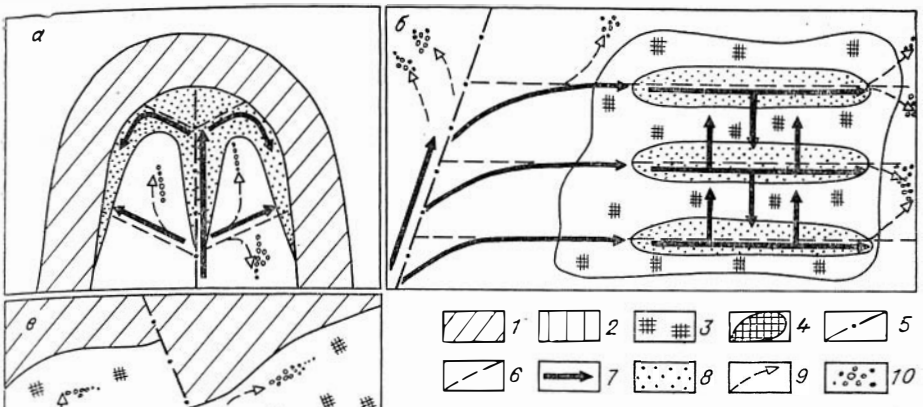
Остановимся более подробно на примере Рудного Алтая, общая структурная модель которого представляется в виде гигантской брекчии, состоящей из ориентированных в северо-западном направлении пластин и клиновидных глыб, разделенных сложной сетью линейных зон интенсивного дислокационного и регионального метаморфизма. В этой «брекчии» основные рудные районы тяготеют к наиболее крупным Иртышской и Бухтарминской (северо-восточной) зонам линеаментного типа (или зонам смятия, по В. П. Нехорошеву) и их «оперению»; они являются региональным фактором структурного контроля оруденения и унаследуют положение главных РОС Рудного Алтая.

В Рудном Алтае выделены РОС вулканогенного, плутоногенного и метаморфогенного этапов. С первым связано происхождение рудных залежей существенно колчеданного состава, ассоциирующих с зонами пропилитизации; со вторым — гидротермально-метасоматические колчеданно-полиметаллические тела, сопровождаемые околорудно измененными метасоматитами хлоритового, серицитового, альбитового и кварц-полевошпатового состава, а также золотоносные жильные тела. Данные образования проявляются как совместно, в различных сочетаниях, так и пространственно обособленно. В частности, на многих рудных полях установлено наложение послескладчатой плутоногенной колчеданно-полиметаллической и малосульфидной кварцево-жильной золоторудной минерализации на раннюю вулканогенную, колчеданную. В таблице на примерах Лениногорского и Прииртышского рудных узлов показаны варианты пространственно сопряженного проявления вулканогенных, плутоногенных и метаморфогенных разновозрастных РОС.

Рудообразующие системы Лениногорского и Прииртышского рудных районов

Рудные объекты различных иерархических уровней		Выделенные типы РОС
Лениногорский рудный узел	Лениногорский район	ВМ + ВО + ПМ + ПЖ
Лениногорское рудное поле		ВМ + ВО + ПМ + ПЖ
Риддер-Сокольное месторождение		ВМ + ВО + ПМ + ПЖ
Вторая Риддерская залежь		ВО
Прииртышский рудный узел	Прииртышский район	ВО + ПМ + ПЖ + М
Березовско-Белоусовское рудное поле		ВО + ПМ + ПЖ + М
Иртышское месторождение (основная залежь)		ВО + ПМ + М

Примечание. Типы РОС: ВМ — вулканогенно-метасоматические, ВО — вулканогенно-осадочные, П — плутоногенные, ПМ — метасоматические, ПЖ — кварцево-жильные, М — метаморфогенные.



Структурные типы рудообразующих систем колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: *а*—в унаследованных вулканокупольных структурах (чекмарский тип); *б* —в линейных сублатеральных структурах экранирования (белоусовский тип), *в*— в крутопадающих ослабленных зонах (гусляковский тип).

1 — надрудные горизонты; *2* — подрудные толщи; *3* — пиритоносные пелитоморфные образования или тектоносланцы по пиритсодержащим породам; *4* — пластовые тела или будины ранних мономинеральных пиритовых руд (пирититы); *5* — рудоподводящие структуры; *6* — рудораспределяющие структуры; *7* — направления движения гидротермальных растворов; *8* — концентрированное полиметаллическое оруденение; *9* — рассеивание гидротермального потока; *10* — рассеянная полиметаллическая минерализация.

Для всех типов месторождений характерно проявление малоконтрастной латеральной и вертикальной центробежной рудной зональности, осложненной прерывистой или непрерывной многоэтажно-ритмической зональностью. Пространственный анализ рудной зональности позволил наметить систему проницаемых структурных элементов и вероятные пути движения в них потоков рудообразующих растворов в период формирования гидротермально-метасоматической минерализации.

В зависимости от геологических особенностей областей локализации оруденения в пределах Иртышской и Северо-Восточной зон смятия выделяются три главных типа локализации рудоконтролирующих систем (см. рисунок): в унаследованных вулканокупольных структурах; в линейных сублатеральных структурах экранирования; в крутопадающих дислокационных зонах.

Каждому из них свойственны специфические морфологические типы рудных залежей, вертикальной и латеральной зональности руд и околорудных метасоматитов, которые предопределяют необходимость индивидуального подхода в процессе локального прогнозирования скрытого оруденения на фланги и глубину.

Рудоотложение в унаследованных вулканокупольных структурах (чекмарский тип — месторождения Чекмарь, Риддер-Сокольное, Ново-Лениногорское и др.) характерно для Северо-Восточной зоны смятия и происходит в пределах брахикупольных структур, наследующих морфологию палеовулканических построек центрального типа и усложненных системой радиально-концентрических трещин. Из локальных канальных источников, приуроченных к зонам сопряжения разнонаправленных дизъюнктивных структур, продуктивные растворы расщепляются на серию потоков, важнейшими из которых являются центральный и периферические, тяготеющие к присводовым кольцевым проницаемым зонам. При этом радиальная система трещин играет роль рудораспределяющих структур.

В верхних частях брахикупольной структуры происходит встречное взаимодействие центрального и периферических потоков. В этой зоне формируются наиболее богатые рудные тела, переходящие с глубиной

в систему жилообразных, прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд. Образовавшиеся в подобных условиях месторождения (залежи) имеют медузообразную форму с затухающими с глубиной шлейфами прожилково-вкрапленных руд, для которых характерна рудная зональность центробежно-конпентрического типа, осложненная многоэтажно-ритмической, повторяющейся зональностью.

Важнейшими структурными элементами рудообразующей системы в линейных сублатеральных структурах экранирования (белоусовский тип) являются крутопадающие рудоподводящие каналы и сопряженные с ними сублатеральные рудораспределяющие проницаемые зоны в линейных складках волочения. В зоне рудоотложения под пологими литологическими экранами главный поток распадается на серию субпараллельных генеральных потоков, связанных между собой встречными частными потоками и осложненных местами локальными противотоками в пределах магистральных проницаемых структур. В зонах встречного взаимодействия потоков формируются богатые по содержанию и запасам рудные столбы. Рудообразующие системы этого типа функционируют на фоне крайне неустойчивого гидродинамического режима, приводящего к пульсационному, прерывистому протеканию рудообразующего процесса, сопровождаемого перераспределением магистральных рудоносных потоков, вплоть до формирования поперечных фланговых потоков. Подобный гидродинамический режим протекания рудообразующих процессов приводит к развитию узких лентовидных залежей с малоконтрастной перекрестной зональностью.

Рудоотложение в крутопадающих дислокационных зонах (гусляковский тип — месторождения Гусляковское, Березовское, Ново-Березовское, Иртышское, Тишинское и др.) проявлено в структурах как Северо-Восточной, так и Иртышской зон смятия; месторождения характеризуются сочетанием одного или нескольких близвертикальных рудоподводящих каналов с сетчато-трещинными структурами. В зоне рудоотложения происходит разветвление магистральных потоков на серию мелких восходящих рудоносных струй, между которыми местами формируются зоны встречного взаимодействия. Оруденение приурочено к замковым частям изоклинальных складок антиклинального типа. Возможны также частые нисходящие потоки. Благоприятными для рудоотложения являются литологические факторы: горизонты известняков, туфов, тектонослапцев и особенно ранних пирититов, с которыми связаны области формирования наиболее богатых рудных столбов.

Для этих месторождений характерны разновидности многоэтажно-ритмической зональности прерывистого и непрерывного типов, которые необходимо учитывать при их прогнозной оценке на фланги и глубину.

Выводы. Выделение рудообразующих систем и их типизация — это один из путей целенаправленного исследования генезиса месторождений рудных полезных ископаемых. На примере Рудного Алтая показано, что такие системы в чистом виде встречаются исключительно редко; обычным является сложное сочетание РОС, свидетельствующее о полигенности и полихронности оруденения даже в тех случаях, когда месторождение или рудное поле традиционно относится к классу осадочных, вулканогенных и т. п. Анализ вещественных реликтов РОС, следы которых проявляются в виде пространственно изменчивых рудных и околорудных минеральных парагенезисов, позволяет реконструировать систему синрудных рудоподводящих, рудораспределяющих и рудолокализующих структурных элементов и пути движения в них рудоносных флюидов. Понятие РОС позволяет более строго подойти к определению и выявлению рудоконтролирующего парагенеза.

Типизация РОС применительно к Рудному Алтаю позволяет установить их соответствие основным генетическим типам рудных месторождений, выделить их компоненты и повысить обоснованность локального прогнозирования.

ЛИТЕРАТУРА

Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых.— Ташкент: Фан, 1975.— С. 6—15.

Нехорошев В. П. Тектоника и металлогения Юго-Западного Алтая // Изв. Всесоюз. геолого-разведочного объединения.— 1932.— Т. 51, вып. 15.— С. 249—268.

Нехорошев В. П. Геология Алтая.— М.: Госгеолтехиздат, 1958.— 262 с.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующих гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика.— 1962.— № 11.— С. 28—40; № 12.— С. 40—57.

Поспелов Г. Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика.— 1963.— № 3.— С. 18—40; № 4.— С. 24—42; № 10.— С. 20—45.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых.— М., 1976.— 688 с.

Смирнов В. И., Гинзбург А. И., Григорьев В. М., Яковлев Г. Ф. Курс рудных месторождений.— М.: Недра, 1981.— 348 с.

Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 2.— С. 39—252.

Щерба Г. Н., Дьячков Б. А., Нахтигаль Г. П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы.— Алма-Ата: Наука, 1984.— 239 с.

В. М. Чекалин, Г. Г. Королев

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СРЕДНЕГО И ЗАРЕЧЕНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД НА РУДНОМ АЛТАЕ

Среднее и Зареченское месторождения в основном известны с 50-х годов текущего столетия. Они детально разведаны при помощи скважин и подземных горных выработок и эксплуатируются. В результате этого их общее современное геологическое строение изучено достаточно полно и широко освещено в печати [Дмитриев, 1961, 1964, 1969; Полянин и др., 1961; Исакович, Кудрявцева, 1971; Шатагин, 1972; и др.]. Основные положения этого строения принципиальных разногласий у исследователей не вызывают. Однако генезис и возраст рассматриваемых месторождений, а также процесс формирования их современных структур остаются дискуссионными. По мнению В. А. Полянина и др. [1961], Е. И. Венцловайте, Н. Н. Шатагина [1962], они являются постскладчатыми образованиями, связанными с гранитоидами змеиногорского комплекса (C_2 — C_3) или с постзмеиногорскими малыми интрузиями порфировых пород.

Изучив эти месторождения и проанализировав богатый фактический геологический и аналитический материал, а также просмотрев многие скважины и все доступные выработки, мы независимо друг от друга пришли в основном к одному выводу об образовании их оруденения и картируемой в настоящее время структуры [Чекалин, Королев, 1985].

Геологический разрез рудного поля месторождений представлен (снизу вверх) нерасчлененной толщей метаморфических песчано-сланцевых пород нижнего палеозоя и часто переслаивающимися вулканогенными и осадочными образованиями среднего девона (рис. 1, 2). Последние делятся на три согласно залегающие между собой свиты: березовскую, таловскую, шипуновскую. Березовская свита верхнего эйфеля несогласно перекрывает породы нижнего палеозоя и сложена базальными конгломератами, песчаниками, аргиллитами, известковисто- и кремнисто-глинистыми алевропелитами, туфопесчаниками, туфами кислого состава, редко известняками. Мощность ее 10—330 м. Таловская свита нижнего живета характеризуется лавами и туфами риолитовых и риолит-дацитовых порфиров с резко переменной мощностью, достигающей 200 м. Шипуновская

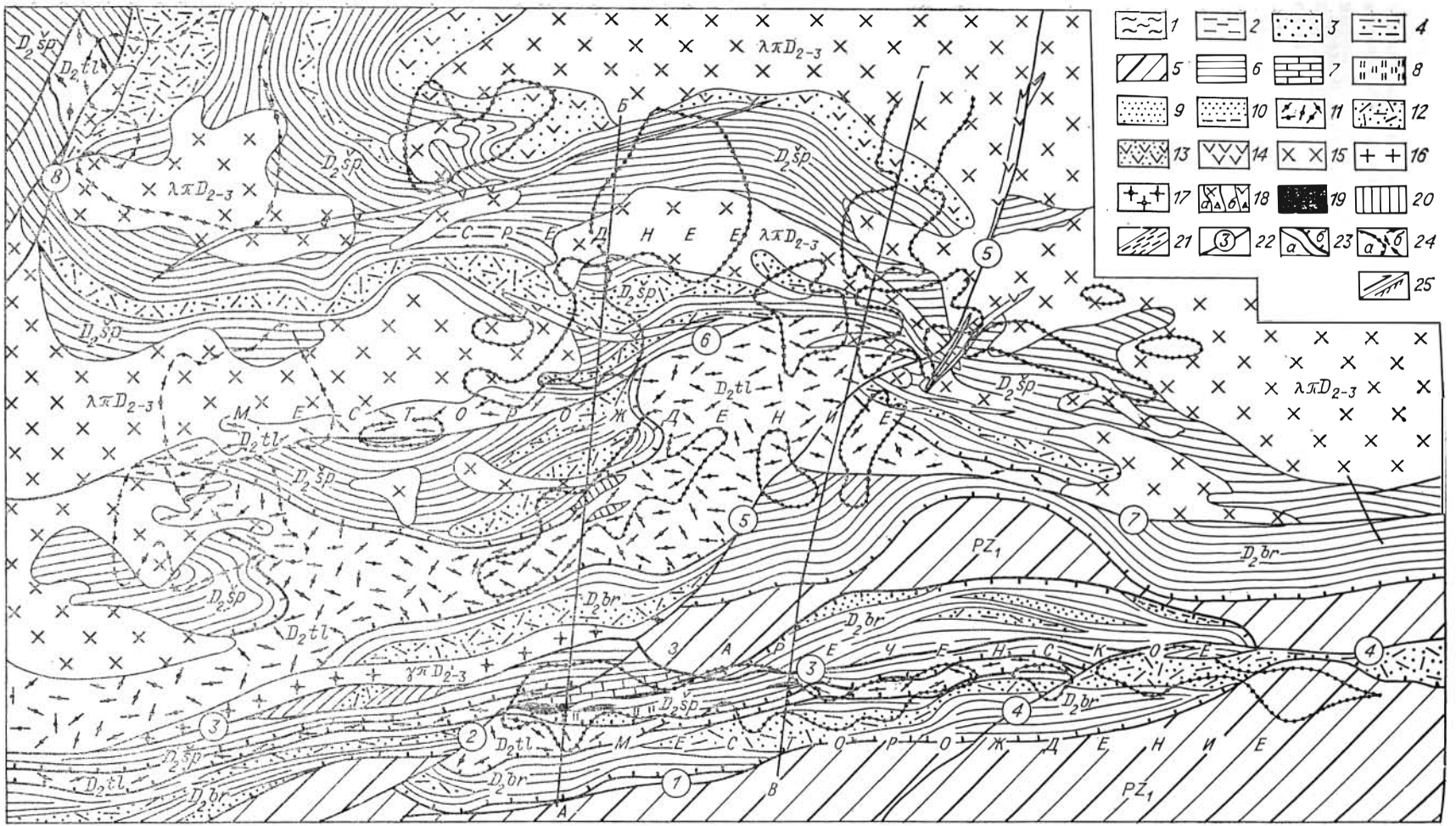

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
$D_2šp$
D_2tl
D_2br
PZ_1
$λπD_{2-3}$
$γπD_{2-3}$
А
Б
В
Г
Д
1
2
3
4
5
6
7
8

Рис. 1. Схематический геологический план рудного поля Среднего и Зареченского месторождений. Составлен В. П. Дмитриевым, С. С. Гладько, М. В. Юрышевым, уточнен В. М. Чекалиным.

1 — песчано-глинистые отложения (рыхлые); *2* — шипуновская свита верхнего живета (алевропелиты известковистые, глинистые, кремнисто-глинистые, первично-кремнистые породы, известняки, песчаники, туфопесчаники, туфы кислого и основного состава); *3* — таловская свита нижнего живета (лавы, лавобрекчии, туфы риолитовых порфиров); *4* — березовская свита верхнего эйфеля (базальные конгломераты, песчаники, аргиллиты, известковисто- и кремнисто-глинистые алевропелиты, туфы кислого состава); *5* — нижний палеозой (метаморфические песчано-сланцевые породы); *6* — алевропелиты глинистые и известковисто-глинистые; *7* — известняки; *8* — первично-кремнистые породы; *9* — песчаники; *10* — базальные конгломераты; *11* — преимущественно лавы риолитовых порфиров; *12* — туфы риолитовых порфиров; *13* — туфы основного состава; *14* — диабазовые порфириты (дайковые); *15* — риолитовые и риолит-дацитовые порфиры; *16* — граниты; *17* — гранит-порфиры; *18* — предполагаемые каналы (центры) кислого (*а*) и основного (*б*) вулканизма; *19* — барит-полиметаллические и полиметаллические руды, преимущественно сплошные и вкрапленные послойно залегающие; *20* — полиметаллические прожилковые руды; *21* — зоны расланцевания; *22* — разломы: Придорожный (1), Центральный (2), Долинный (3), Восточно-Корбалихинский (4), Главный (5), Северо-Корбалихинский (6), Юркинский (7), Матвеевский (8); *23* — границы между литологическими разностями (*а*) и свитами (*б*); *24* — проекция рудной зоны: установленная (*а*), предполагаемая (*б*); *25* — направление движения блоков пород по разлому (скорость движения пропорциональна увеличению оперений).

свита верхнего живета состоит из известковисто- и кремнисто-глинистых алевропелитов, первично кремнистых пород, известняков, песчаников, туфопесчаников, туфов кислого и основного состава, конгломерато-брекчий. Ее мощность достигает 1000 м и более. Анализ разреза девонских пород показывает, что мощность березовской свиты при значительной ее изменчивости в целом заметно уменьшается, а таловской и шипуновской увеличивается в северо-восточном направлении. Это увеличение происходит за счет увеличения мощности вулканитов кислого состава по мере приближения к вулканическому центру, местоположение которого подтверждается геофизическими данными (Ю. А. Неминущий, В. Л. Кейно).

Магматические образования в рудном поле проявлены широко и представлены эффузивными (туфы, лавы), субвулканическими, плутоническими и дайковыми породами. Эффузивные породы различной основности участвуют в строении стратифицированных толщ среднего девона, состав-

Рис. 2. Геологические разрезы через Среднее и Зареченское месторождения по линиям А — Б и В — Г (усл. обозн. см. на рис. 1).

ляя в их объеме от первых десятков до 100% (таловская свита). Субвулканические порфировые интрузии слагают разнообразные по форме и размерам тела, количество которых также увеличивается к северо-востоку в направлении к вулканическому центру. К плутоническим породам относятся гранитоиды (граниты, плагиограниты, гранодиориты) змеиногорского комплекса, слагающие Алейский массив, расположенный среди сланцев нижнего палеозоя в 200 м к югу от Зареченского месторождения. Дайки, нередко встречающиеся в рудном поле, сложены преимущественно диабазовыми порфиритами. Они часто фиксируют разрывные нарушения, а также встречаются на месторождениях. Некоторые исследователи [Астафьев и др., 1958; Полянин и др., 1961; Шатагин и др., 1968] склонны считать их дорудными образованиями. Поскольку эти дайки всеми изучавшими их связываются со становлением гранитоидов змеиногорского комплекса, возраст полиметаллического и барит-полиметаллического оруденения в таком случае можно было бы считать не позднее позднего палеозоя. Однако внимательные наблюдения в горных выработках позволили нам сделать заключение о том, что дайки диабазовых порфиритов в действительности пересекают рудные тела, отдельные сульфидные прожилки и являются, таким образом, пострудными. Это подтверждается также образованием в барит-полиметаллических рудах и вмещающих породах, содержащих барит, на контакте с дайкой калий-бариевых полевых шпатов, которые образовались локально при внедрении диабазовых порфиритов [Демин и др., 1982]. Следовательно, если дайки являются производными верхнепалеозойского магматизма, то можно считать оруденение месторождений доверхнепалеозойским.

Структура рудного поля приурочена к северо-восточному крылу Алейского антиклинория и носит сложный складчато-блоковый характер. Она определяется Центральной антиклиналью, Южной моноклиналью (тектонический блок) и множеством различно ориентированных и разноамплитудных разрывных нарушений.

Центральная антиклиналь простирается в субширотном направлении на расстояние около 3,5 км при ширине от 2,0—2,5 км на западе до 0,5—1,0 км на востоке. На юге и западе она ограничена соответственно Долинным и Матвеевским разломами, на севере и востоке постепенно переходит в Давыдовскую и Змеиногорскую моноклинали. Ядерная часть антиклинали на древнем эрозионном срезе представлена сланцами нижнего палеозоя, а крылья — вулканогенными и осадочными породами березовской, таловской и шипуновской свит среднего девона. Антиклиналь имеет четко выраженное асимметричное строение как по характеру залегания, так и по сохранности ее крыльев. Например, северное крыло (почти полностью сохранившееся) на западе имеет очень пологое падение (0—20°), в восточном направлении выкручивается до 40—60°. Южное крыло в основном срезано Долинным разломом. Сохранилась лишь незначительная его часть, равная по протяженности на эрозионном срезе 1 км. Здесь оно сложено вулканогенно-осадочными породами березовской свиты, которые падают под углом около 70°.

Южная моноклиналь [Королев, 1983], считавшаяся ранее [Дмитриев, 1964; Шатагин, 1972] грабен-синклиналью, представляет собой тектонический блок моноклинально (почти вертикально) падающих пород, заключенный между Долинным и Придорожным разломами [Чекалин, 1985]. Простирание ее субширотное, протяженность более 3—4 км при ширине до 350 м. Южную моноклиналь слагают те же породы, что и Центральную антиклиналь, но в отличие от последней здесь сохранились в основном только средняя и верхняя части березовской свиты. Таловская свита имеет полную мощность. Шипуновская свита также представлена меньшим объемом, ограничиваясь сверху известняками, реже известковистыми алевролитами. Нижняя часть березовской свиты и верхняя шипуновской срезаны соответственно Придорожным и Долинным разломами.

Широко развитые в рудном поле разрывные нарушения имеют в ос-

новном субширотное и северо-восточное простирание. Кроме уже отмеченных Придорожного и Долинного разломов к субширотным относятся Восточно-Корбалихинский, Северо-Корбалихинский и Юркинский разломы. Восточно-Корбалихинский разлом находится на востоке Зареченского месторождения, где по нему блок нижнепалеозойских и девонских пород надвинут на структуру месторождения, перекрывая тем самым восточное окончание Придорожного и Долинного разломов. Северо-Корбалихинский и Юркинский разломы, падающие под разными углами на север, значительно усложняют северное крыло Центральной антиклинали и рудную зону Среднего месторождения. Разломы северо-восточного простирания — Центральный (Зареченский), Главный, Матвеевский — направлены вкрест простирания вулканогенно-осадочных пород среднего девона и являются более молодыми по отношению к субширотным разрывным нарушениям. Все они в среднем имеют вертикальное падение. По Центральному (Зареченскому) разлому в западной части Зареченского месторождения произошло сдвоение рудовмещающих пород и рудной зоны. В его зоне отмечаются обломки полиметаллических, барит-полиметаллических, баритовых руд и гидротермально измененных пород. Главный разлом примерно посредине пересекает Центральную антиклиналь, Матвеевский, как отмечалось, ограничивает ее с запада. Амплитуда перемещения отдельных блоков пород по указанным разрывным нарушениям колеблется в широких пределах (от первых десятков до многих сотен метров). Наибольшая амплитуда характерна для Придорожного и Долинного разломов.

Рудные зоны Среднего и Зареченского месторождений приурочены к разным структурным элементам и непосредственно связаны соответственно с северным крылом Центральной антиклинали и Южной моноклиналью (тектоническим блоком). Они характеризуются также и разной морфологией рудных тел, условиями залегания, распределением оруденения по мощности и латерали, текстурами и структурами руд, их вещественным составом. Так, на Среднем месторождении оруденение представлено исключительно прожилковым типом. Оно рассредоточено на большой площади в виде разобщенных сложно построенных узлов-штокверков, имеющих преимущественно северное и северо-восточное под разными углами падения и, в большинстве случаев, несогласное залегание с вмещающими породами. В каждом узле-штокверке рудные жилы и прожилки при самой разнообразной их направленности имеют также преимущественно северное и северо-восточное падения. На Зареченском месторождении руды сплошные и вкрапленные обособлены в вертикально падающие согласно залегающие с вмещающими породами тела — залежи. Развитое здесь в подчиненном количестве прожилковое оруденение находится преимущественно в лежачем боку этих рудных тел и месторождения в целом. При этом верхние контакты рудных тел четкие, нижние — неясные и устанавливаются только по данным химического анализа. Все рудные тела, как правило, сопровождаются околорудно измененными породами, которые в виде серицитолитов и кварц-серицитовых образований на Среднем месторождении наиболее интенсивно проявлены в вулканитах таловской свиты. На Зареченском месторождении околорудные изменения характеризуются слабой серицитизацией, хлоритизацией или окварцеванием первичных пород и захватывают главным образом лежачий бок рудных тел.

Исследованиями В. А. Полянина, И. Н. Пенькова, И. З. Исакович, Н. Н. Шатагина и других на месторождениях установлено более 30 различных рудных и нерудных минералов, из которых основную экономическую ценность представляют сфалерит, галенит, халькопирит, барит. Широко распространены (особенно на Зареченском месторождении) также пирит, марказит.

В распределении главных металлов (меди, свинца, цинка), а также барита по мощности и латерали существует закономерность. Так, на

Таблица 1

Распределение запасов меди, свинца, цинка, барита по свитам на Среднем и Зареченском месторождениях, %

Свита	Среднее				Зареченское			
	медь	свинец	цинк	барит	медь	свинец	цинк	барит
Шипуновская	7	7	5	100	85	90	90	100
Таловская	56	60	60	—	4	5	5	—
Березовская	37	33	35	—	11	5	5	—
Всего	100	100	100	100	100	100	100	100

Среднем месторождении, как показано в табл. 1, распределение по мощности выражается в том, что основное оруденение связано с таловской свитой, несколько меньше — с березовской. На долю шипуновской свиты его приходится только 5—7%. На Зареченском 85—90% локализовано в шипуновской свите. Остальные 10—15% приходятся на березовскую и таловскую свиты. Барит на обоих месторождениях приурочен исключительно к шипуновской свите. На Зареченском месторождении, кроме того, по мощности рудной зоны условно выделяется 11 рудоносных этажей, в которых снизу вверх заметно снижается содержание меди, свинца, цинка и возрастает — бария [Чекалин, 1985]. В отдельных телах по их мощности отмечается следующий порядок оруденения от их лежачего бока к висячему: полиметаллические с пиритом и повышенным содержанием меди — полиметаллические — барит-полиметаллические — преимущественно баритовые руды. Подобная зональность по мощности отмечалась также В. П. Дмитриевым. По латерали в целом на обоих месторождениях зональность проявляется, кроме того, в заметном снижении меди, свинца, цинка в западном и юго-западном направлениях по мере удаления от вулканического центра. При этом только во внешней полукольцевой зоне, состоящей из западных залежей Среднего и в целом Зареченского месторождений, наряду с медью, свинцом, цинком находится барит (рис. 3). Рудные залежи западного фланга Среднего месторождения по положению в разрезе, морфологии рудных тел, минеральному составу, зональности аналогичны залежам Зареченского месторождения. Это свидетельствует, вероятно, о том, что Зареченское месторождение занимало в девонских палеоструктурах такое же фланговое положение относительно центра вулканической постройки, какое занимает западная часть Среднего месторождения, и что оба этих месторождения в девоне (до проявления складчатости) представляли собой единую рудную зону.

Приведенное позволяет представить следующий один из возможных вариантов модели формирования Среднего и Зареченского месторождений.

Во второй половине эйфельского века в районе описываемого рудного поля при неравномерном погружении нижнепалеозойского основания преимущественно в мелководных условиях произошло накопление терригенных тонко-грубообломочных осадков и в небольшом количестве вулканитов березовской свиты.

В раннеживетское время терригенное осадконакопление сменилось излиянием лав и выбросами туфов риолитовых и риолит-дацитовых порфиров таловской свиты. Один из вулканических центров, дававших продукты извержения кислого состава, находился к восток-северо-востоку от Среднего месторождения (см. рис. 3). В процессе его деятельности сформировалась сложная палеовулканическая постройка пологой конусообразной формы, состоящая из беспорядочно перемежающихся лав, лавобрекчий, туфобрекчий, туфов риолитовых порфиров. Эта постройка была осложнена серией меридиональных и, в первом приближении, концентрических (с падением в сторону рудно-магматического очага) разломов.

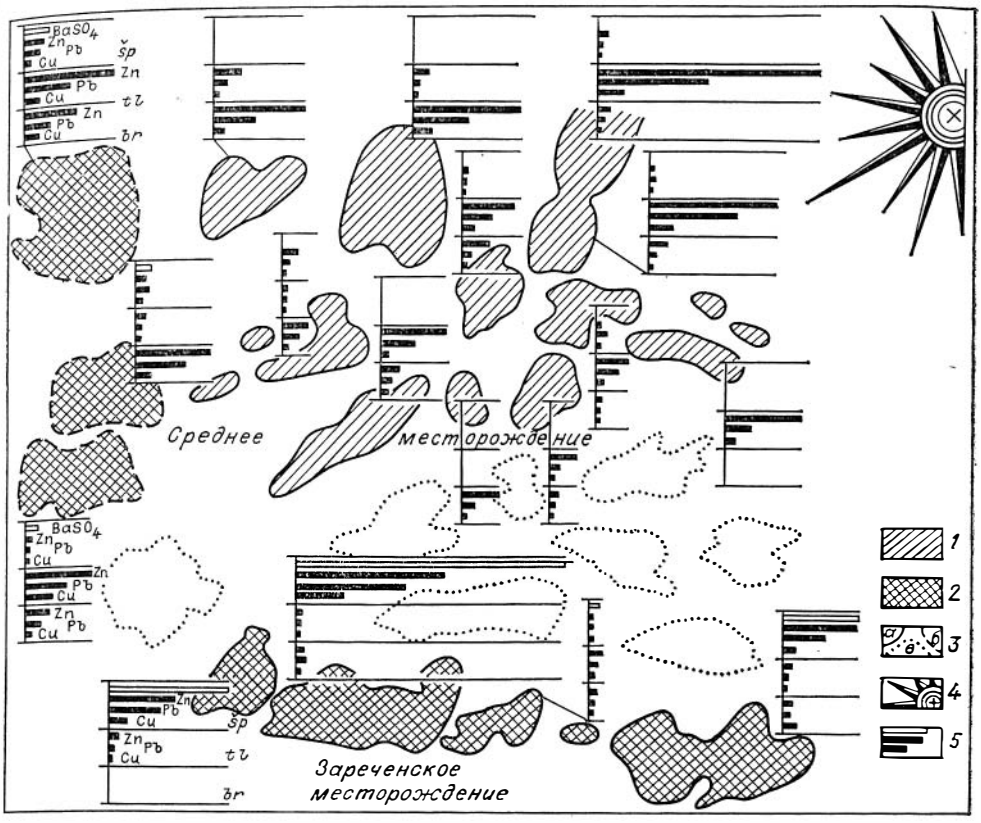


Рис. 3. Схема размещения по латерали и вертикали установленного и предполагаемого полиметаллического и барит-полиметаллического оруденения Среднего и Зареченского месторождений до проявления складчатости.

1 — полиметаллические руды; *2* — барит-полиметаллические руды; *3* — контур оруденения: *а* — установленный, *б* —условный, *в* — предполагаемого оруденения (пояснение в тексте); *4* — центр кислого вулканизма; *5* — график распределения по свитам запасов (в усл. ед.) меди, свинца, цинка, барита. br, tl, $\widetilde{sp}$ — березовская, таловская, шипуновская свиты.

Позднеживетское время характеризуется накоплением преимущественно терригенных отложений шипуновской свиты, относительным затишьем вулканической деятельности. Однако эпизодические импульсивные проявления эксплозивного вулканизма все-таки имели место. Они приводили не только к образованию маломощных горизонтов и линз туфов кислого состава, но и к подновлению зон повышенной проницаемости, по которым в периоды полного затишья активного вулканизма поднимались гидротермальные растворы (в том числе и рудоносные) из рудно-магматического очага. Зонами повышенной проницаемости являются ранее отмеченные синвулканические, в основном концентрические наклоненные к рудно-магматическому очагу и меньше меридиональные (по отношению к палеовулканической постройке) зоны разломов. Активная гидротермальная деятельность вулкана (вулканов), характерная для этого периода, приводила к образованию первично кремнистых пород, изменению (серицитизации, окварцеванию, хлоритизации) первичных осадочных и вулканогенных пород, отложению руд. Отложение руд происходило в горизонтальных или полого лежащих синвулканических структурах на пути наклонно восходящего потока гидротермальных рудоносных растворов. В нижних частях разреза вулканогенных и осадочных пород (березовская и таловская свиты) на северо-востоке рудного поля ближе к рудно-магматическому очагу образовались путем выполнения различных по мощности и ориентировке полостей (трещин) жильно-прожилковые поли-

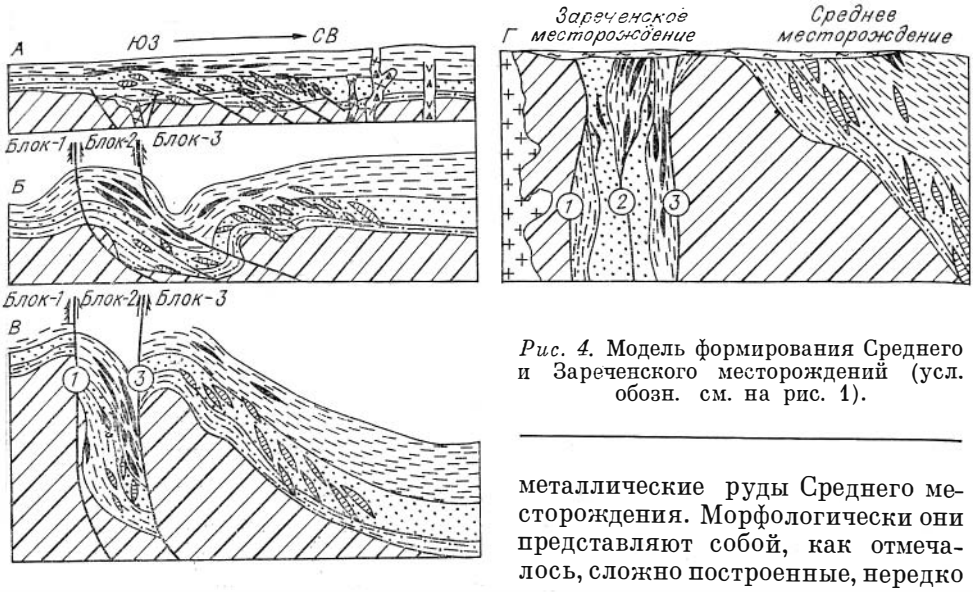


Рис. 4. Модель формирования Среднего и Зареченского месторождений (усл. обозн. см. на рис. 1).

металлические руды Среднего месторождения. Морфологически они представляют собой, как отмечалось, сложно построенные, нередко уплощенные или вытянутые узлы-штокверки, падающие в основном в направлении рудно-магматического очага. На верхних горизонтах и на большем удалении от вулканического центра в породах шипуновской свиты отложились метасоматическим путем в основном сплошные и вкрапленные согласно залегающие барит-полиметаллические руды Зареченского месторождения и западного фланга Среднего месторождения (рис. 3, 4, *А*). Прожилковое оруденение здесь отмечается, как правило, в лежачем боку, являясь результатом выполнения рудоподводящих каналов. Одним из авторов не исключается возможность образования барит-полиметаллических руд Зареченского месторождения на самом верхнем стратиграфическом уровне в нелитифицированных осадках (на границе осадок — вода) гидротермально-осадочным способом [Чекалин, 1985]. Выше руд этого уровня залегают известняки или известковистые алевролиты без следов проникновения в них нижележащего оруденения.

Таким образом, оруденение Среднего и Зареченского месторождений — доскладчатое, сингенетичное среднедевонскому вулканизму, образовалось одновременно, в один этап и в единой наклонной колонне потока гидротермальных растворов из одного рудогенерирующего источника. На возрастное и генетическое единство этих месторождений указывают также одинаковые значения изотопного состава свинцов из их руд (табл. 2). Очень низкие коэффициенты вариаций изотопных отношений

Таблица 2

Изотопный состав свинцовых руд Среднего и Зареченского месторождений

Среднее месторождение					Зареченское месторождение				
Номер скважины	Глубина, м	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	Номер скважины	Глубина,	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
173	182,7	17,99	16,62	37,97	1124	154,5	17,96	15,66	38,00
428	655,9	17,98	15,65	38,01	1142	170,0	17,97	15,62	37,99
465	146,9	18,02	15,71	37,99	1555	109,0	18,05	15,70	38,04
646	283,2	17,99	15,63	37,95	1555	115,0	18,01	15,67	38,01
696	595,4	18,00	15,66	37,94	1626	210,1	18,00	15,64	37,98
922	144,0	18,00	15,68	37,98	1638	131,5	18,00	15,66	37,96
938	143,0	17,97	15,64	37,99	1674	521,0	17,99	15,65	37,98
Среднее . . .		17,99	15,66	37,98	Среднее . . .		18,00	15,66	37,99

Примечание. Пробы отобраны Г. Г. Королевым, аналитик А. А. Шипилов (КазИМС).

Pb^{206}/Pb^{204}, Pb^{207}/Pb^{204}, Pb^{208}/Pb^{204} (для Среднего месторождения они равны соответственно 0,1; 0,2; 0,1, для Зареченского — 0,13; 0,16; 0,1), по мнению Р. Л. Стептона, характерны для месторождений «согласного типа», свинец которых поступает из мантии в процессе вулканизма [Рассел, Фаркуар, 1962]. Рудоотложение на месторождениях по данным гомогенизации и декрепитации, полученным Н. Н. Шатагиным, Н. А. Гибшер, происходило в интервале температур 360—100°С.

Картируемые в настоящее время структуры месторождений являются пострудными, образовавшимися при складкообразовательных процессах герцинского цикла тектогенеза в позднепалеозойское время. При этом в результате тангенциальных сжатий субмеридионального направления по наклонным субширотным ослабленным зонам (разломам), являющимся частью вышеописанных концентрических разломов, произошло субпослойное и послойное в девонской части разреза смещение отдельных блоков пород. Движение разных блоков происходило с различной относительной скоростью в южном направлении. Так, с наибольшей скоростью поднимался практически вертикально Блок-1 ядерной части Алейского антиклинория (рис. 4, *Б*, *В*). С несколько меньшей скоростью двигался Блок-3 сначала полого, а позднее почти вертикально вверх. Движение промежуточного Блока-2 с барит-полиметаллическими рудами хотя и было направлено вверх, но в связи с тем, что оно характеризовалось относительно самой низкой скоростью, этот блок как бы опускался между Блоками-1 и -2. Все это привело к тому, что мы сейчас наблюдаем, т. е. вертикально падающие девонские породы Блока-2 через Придорожный и Долинный разломы контактируют с нижнепалеозойскими породами Блоков-2 и -3. Позднее после некоторого изменения плана деформации с субмеридионального на диагональный или субширотный в Блоке-2 по Центральному (Зареченскому) разлому произошло сдвоение разреза девонских пород и рудной зоны (рис. 4, *Г*). Так, схематично, образовалась структура Южной моноклинали (тектонического блока) — структура Зареченского месторождения. Вместе с этим сформировалась Центральная антиклиналь, с северным крылом которой связано Среднее месторождение. Среднее месторождение практически осталось на месте, усложнившись лишь мелкой складчатостью и разнонаправленными разломами сбросо-сдвигового (Главный, Матвеевский) и надвигового (Северо-Корбалихинский, Юркинский) характера (см. рис. 1, 2).

В заключение следует отметить, что первоначально количество рудных тел, зон на Среднем и Зареченском месторождениях могло быть значительно большим, чем оно известно сейчас (см. рис. 3). Возможно, одна часть этих тел и зон в процессе складкообразования и формирования структуры Зареченского месторождения была опущена на значительную глубину, где она пока не обнаружена и может быть предметом поисков в ближайшее время; другая — оказалась выше эрозионного среза и денудирована.

ЛИТЕРАТУРА

Астафьев М. П., Дмитриев В. П., Фалейчик А. В. О взаимоотношениях даек и полиметаллического оруденения в Змеиногорском районе Северо-Западного Алтая // Вестн. ЗСТГУ, НТГУ.— Томск, 1958.— № 3.— С. 56—62.

Венцловайте Е. И., Шатагин Н. Н. Вопросы генезиса Корбалихинского и Зареченского полиметаллических месторождений на Рудном Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1969.— № 9.— С. 83—93.

Демин Ю. И., Королев Г. Г., Сергеева Нат. Е. О баритовых полевых шпатах на месторождениях Змеиногорского рудного поля (Рудный Алтай) // Докл. АН СССР.— 1982.— Т. 264, № 5.— С. 1186—1188.

Дмитриев В. П. Особенности структуры полиметаллических месторождений Корбалихинского рудного поля // Учен. зап. Казанского ун-та.— 1961.— Т. 121, кн. 4.— С. 5—29.

Дмитриев В. П. Основные черты геологии Зареченского барит-полиметаллического месторождения // Геология рудн. месторождений.— 1964.— № 2.— С. 97—101.

Дмитриев В. П. Гипогенная зональность полиметаллических месторождений Рудного

Алтая и вопросы их генезиса // Вулканизм и рудообразование.— Новосибирск, 1969.— С. 71—89.
Исакович И. З., Кудрявцева Н. Г. О составе и последовательности формирования минеральных ассоциаций на полиметаллическом месторождении Среднее (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1971.— № 1.— С. 20—27.
Королев Г. Г. Соотношение барит-полиметаллического и полиметаллического оруденения и структур Среднего и Зареченского месторождений (Рудный Алтай) // Тр. ЦНИГРИ.— 1983.— Вып. 174.— С. 68—72.
Полянин В. А., Пеньков И. Н., Арефьев Ю. М. Вещественный состав руд и вопросы генезиса Среднего полиметаллического месторождения Корбалихинского рудного поля на Алтае // Учен. зап. Казанского ун-та.— 1961.— Т. 121, кн. 4.— С. 30—195.
Рассел Ф., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии.— М.: Иностр. лит., 1962.— 281 с.
Чекалин В. М. К вопросу о зональности и генезисе Зареченского барит-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология рудн. месторождений.— 1985.— № 5.— С. 90—94.
Чекалин В. М., Королев Г. Г. Модель формирования Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических и барит-полиметаллических руд на Рудном Алтае // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. 2-го Всесоюз. совещания 27—29 ноября 1985 г., Новосибирск.— Новосибирск, 1985.— Т. 2.— С. 82—83.
Шатагин Н. Н. Статистическая оценка факторов рудообразования (на примере Корбалихинского и Зареченского полиметаллических месторождений на Рудном Алтае).— М.: Изд-во МГУ, 1972.— 206 с.
Шатагин Н. Н., Дороговин Б. А., Юрышев М. В. Возрастные соотношения даек и руды в Зареченском месторождении (Рудный Алтай) // Докл. АН СССР.— 1968.— Т. 181, № 5.— С. 1213—1215.

И. В. Гаськов, Н. Ю. Миронова

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ РУДНОГО АЛТАЯ

Проблема формирования рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений дискутируется уже несколько десятилетий. В настоящее время существует большое количество различных рудогенетических гипотез, основными из которых являются гидротермальная плутоногенная, гидротермальная вулканогенная и метаморфогенная. Однако в последние годы благодаря детальным работам Г. Н. Щербы [1968, 1974], Г. Ф. Яковлева [1972; Вулканогенные... месторождения, 1978], М. Г. Хисамутдинова [1978], а также большому фактическому материалу, полученному производственными и научными коллективами, более широко распространена вулканогенная гипотеза. Принятие этой гипотезы в качестве определяющей при поисковых работах позволило открыть ряд новых колчеданно-полиметаллических месторождений, в том числе и в северо-западной части Рудного Алтая. Вместе с тем некоторые геологи продолжают отстаивать другие гипотезы формирования рудноалтайских месторождений: метаморфогенную — М. С. Козлов, Ф. Г. Давыдов [1975], плутоногенную — В. С. Кузебный и др. [1982], А. И. Прокопенко, А. С. Лапухов [1983]. Сторонники этих взглядов отрывают образование полиметаллических руд от вулканогенных колчеданных и считают их более поздними, наложенными. В этой связи вопрос генезиса рудноалтайских колчеданно-полиметаллических месторождений остается актуальным. Одним из этапов решения этого важного вопроса является создание обобщенных моделей формирования однотипных месторождений, в основу которых кладутся общие, закономерно повторяющиеся признаки. Эти модели способствуют правильному пониманию некоторых конвергентных признаков и устранению случайных фактов.

Наряду с широко известными колчеданно-полиметаллическими месторождениями в среднедевонских вулканогенно-осадочных образованиях северо-западной части Рудного Алтая, выявлен ряд колчеданно-полиме-

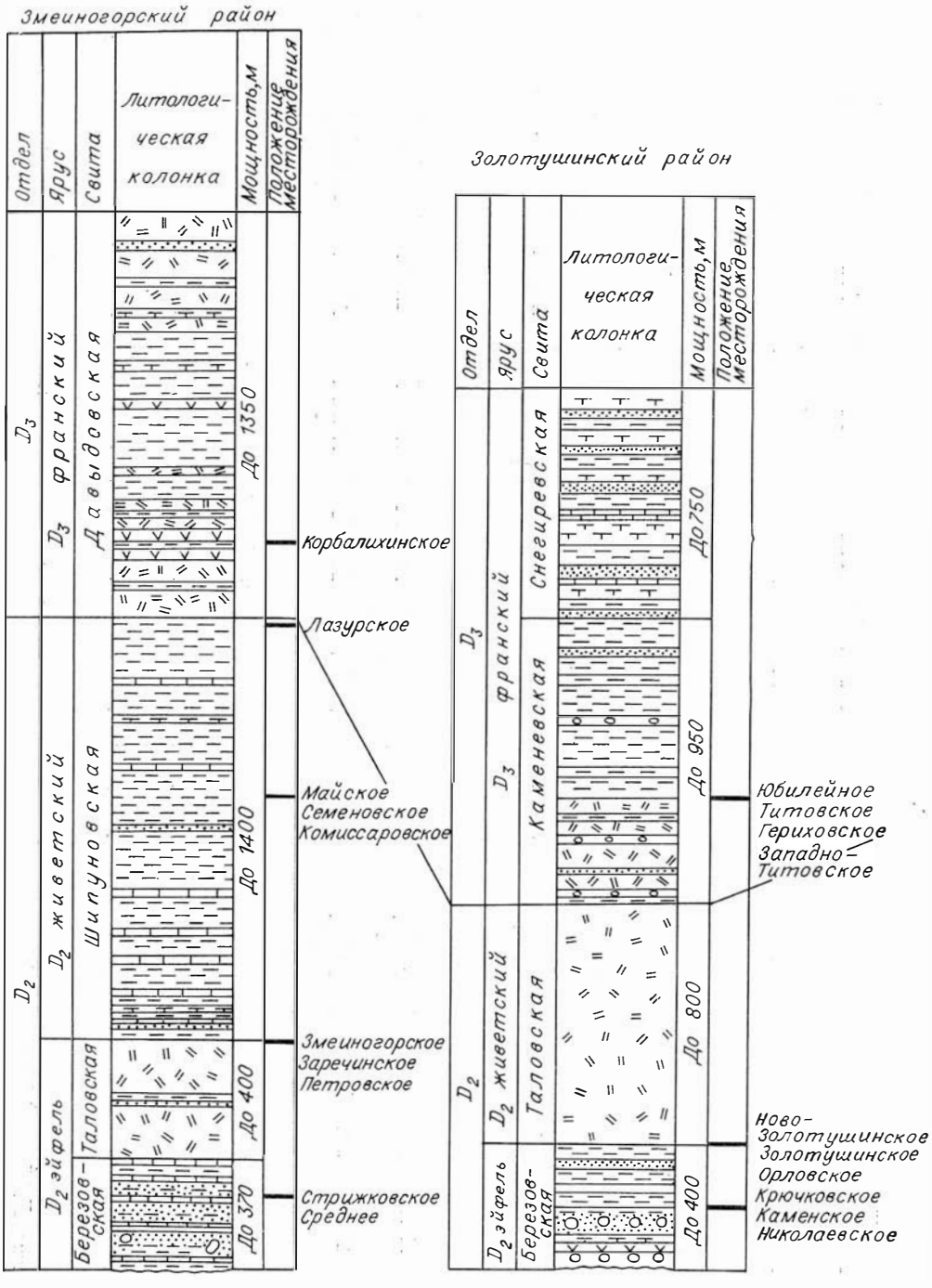
Средние содержания (числитель) и величины стандартных отклонений (знаменатель) элементов-примесей в колчеданно-полиметаллических рудах месторождений северо-западной части Рудного Алтая (мас. %)

Тип руды (кол-во проб)	Cd	Ba	Mn	Ni	Co	Cr	Ag*	Bi*	Ga*	As*	Sb*
Корбалихинское месторождение											
Массивные I генерации (14)	0,088 / 0,041	0,14 / 0,16	0,053 / 0,029	0,001 / 0,001	0,0012 / 0,0016	0,013 / 0,004	0,007 / 0,004	0,01 / 0,01	0,0008 / 0,0008	0,22 / 0,25	0,07 / 0,07
Массивные II генерации (13)	0,074 / 0,055	0,05 / 0,05	0,035 / 0,024	0,001 / 0,0006	0,0024 / 0,0037	0,015 / 0,004	0,004 / 0,004	0,008 / 0,009	0,0003 / 0,0006	0,20 / 0,30	0,03 / 0,04
Вкрапленные II генерации (25)	0,006 / 0,007	0,18 / 0,26	0,15 / 0,15	0,0008 / 0,0016	0,0036 / 0,005	Не обн.	0,0022 / 0,0025	0,009 / 0,020	0,0021 / 0,0012	0,12 / 0,18	0,02 / 0,04
Юбилейное месторождение											
Массивные (13)	0,052 / 0,036	7,95 / 11,25	0,039 / 0,037	0,0015 / 0	0,0007 / 0	0,005 / 0	0,0070 / 0,0071	0,013 / 0,026	0,0023 / 0,0030	0,78 / 0,67	0,26 / 0,33
Вкрапленные (42)	0,010 / 0,017	0,19 / 0,43	0,055 / 0,049	0,0015 / 0	0,0007 / 0	0,005 / 0	0,0007 / 0,0009	Не обн.	0,0023 / 0,0028	Не обн.	Не обн.
Захаровское месторождение											
Массивные (9)	0,089 / 0,060	0,27 / 0,39	0,020 / 0,026	0,0015 / 0	0,0009 / 0,0003	0,005 / 0	0,0190 / 0,0360	0,018 / 0,020	0,011 / 0,011	0,44 / 0,66	0,15 / 0,17
Вкрапленные (24)	0,027 / 0,039	0,04 / 0,09	0,063 / 0,063	0,0018 / 0,0007	0,0011 / 0,0007	0,0072 / 0,0049	0,0011 / 0,0019	0,005 / 0,006	0,0042 / 0,0060	0,01 / 0,01	Не обн.

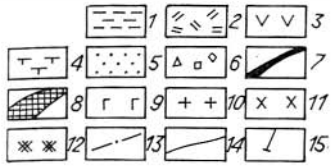
Примечание. Звездочкой отмечены элементы, определенные полуколичественным спектральным анализом, остальные — количественным атомно-абсорбционным.

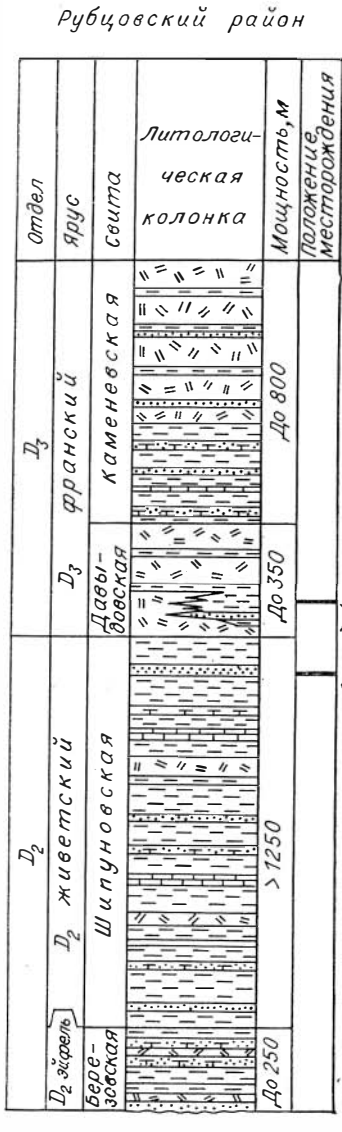
таллических месторождений среди верхнедевонских, франских вулканогенно-осадочных отложений. К ним относятся Корбалихинское, Юбилейное и Захаровское, расположенные соответственно в Змеиногорском, Золотушинском и Рубцовском рудных районах (рис. 1). На примере этих месторождений нами сделана попытка определить соотношения между верхнедевонским вулканизмом и колчеданно-полиметаллическим рудообразованием в северо-западной части Рудного Алтая и предложить обобщенную модель их формирования.

Корбалихинское месторождение приурочено к северо-западному окончанию Быструшинского синклинория и локализуется среди вулкано-



генно-осадочных отложений давыдовской свиты, представленных сочетанием кислых и основных вулканогенных образований и осадочных алеврито-песчанистых пород (рис. 2, *а*). Колчеданно-полиметаллические руды имеют стратифицированное положение и образуют согласные и субсогласные линзовидные тела среди алеврито-песчанистых отложений. Подстилаются они туфами и лавами липарит-дацитовых порфиров, а перекрываются мощной (до 300 м) толщей андезит-базальтовых порфиритов. Рудная зона мощностью от первых до нескольких десятков метров протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 1,5 км. Линзовидные рудные тела имеют кулисообразное расположение и сменяют друг друга по простиранию рудной зоны. Сложены они колчеданными, колчеданно-полиметаллическими и медноколчеданными рудами. В верхних частях рудных тел отмечаются иногда барит-полиметаллические руды, имеющие незначительное развитие. По текстурным признакам среди руд преобладают вкрапленные, гнездово-вкрапленные, массивные, полосчатые и брекчиевые разновидности. По взаимоотношению различных типов руд, их текстурно-структурным признакам, особенностям распространения в пределах месторождения и характеру околорудного метасоматоза среди них выделяются две генерации, различающиеся по времени и условиям образования [Чекалин, 1985; Гаськов, Миронова, 1985].





К ранней генерации относятся существенно полиметаллические и колчеданно-полиметаллические руды, характеризующиеся в основном массивным текстурным обликом и тонкокристаллическим строением. Эти руды распространены локально и развиты главным образом на северо-западе месторождения, где слагают небольшой мощности протяженные тела. Кроме того, они встречаются в виде полуокатанных обломков размером до 10 см среди руд поздней генерации (рис. 3) в центральной и юго-восточной частях месторождения. Рудные тела имеют однонаправленную поперечную зональность, выраженную в смене снизу вверх колчеданно-полиметаллических руд существенно полиметаллическими. Минеральный со-

Рис. 1. Положение колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений среди девонских вулканогенно-осадочных отложений различных рудных районов северо-западной части Рудного Алтая.

1 — алевролиты и алевропелиты; *2* — лавы и туфы липаритовых и липарит-дацитовых порфиров; *3* — лавы и туфы андезит-базальтовых порфиритов; *4* — туфопесчаники; *5* — полимиктовые песчаники; *6* — гравелиты и брекчии смешанного состава; *7* — колчеданно-полиметаллические и полиметаллические руды; *8* — пирит-сфалерит-халькопиритовая минерализация; *9* — диабазы, габбро-диабазы; *10* — альбитофиры, кварцевые порфиры; *11* — субвулканические липаритовые порфиры; *12* — гранодиорит-порфиры; *13* — тектонические зоны; *14* — геологические границы; *15* — скважины.

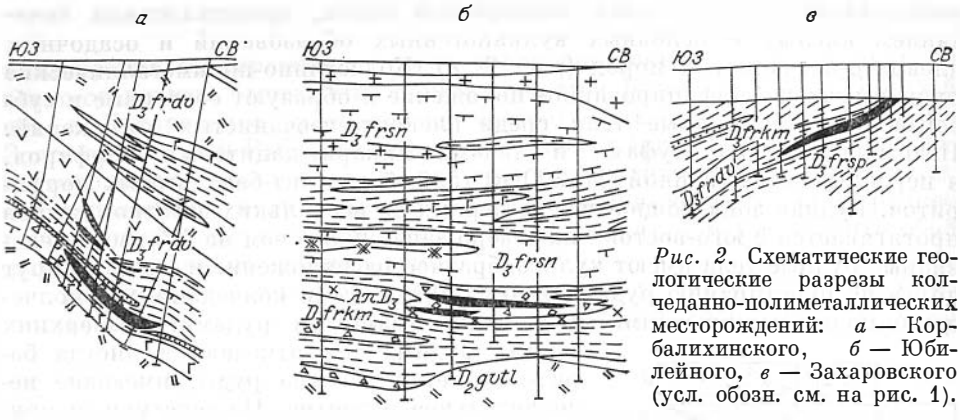


Рис. 2. Схематические геологические разрезы колчеданно-полиметаллических месторождений: *а* — Корбалихинского, *б* — Юбилейного, *в* — Захаровского (усл. обозн. см. на рис. 1).

став руд простой и представлен в основном пиритом, сфалеритом, галенитом. В меньших количествах развит халькопирит, образующий главным образом эмульсионную вкрапленность в сфалерите. Характерной особенностью этих руд является их тонкокристаллическое строение с широким развитием аллотриоморфно-зернистых, субграфических, концентрически-зональных и глобулярных структур. Из элементов-примесей в рудах установлены повышенные содержания кадмия, марганца, бария, висмута, серебра, мышьяка и сурьмы (см. таблицу).

Рудные тела сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических пород, имеющих асимметричное строение. Более широкое развитие метасоматитов наблюдается в лежачем боку рудных тел, где их мощность достигает нескольких десятков метров. В висячем же боку метасоматоз проявлен локально и с меньшей интенсивностью и лишь по отдельным скважинам мощность измененных пород достигает 10 м. Сложена зона метасоматоза серицит-хлоритовыми, серицит-кварц-хлоритовыми и серицит-кварцевыми породами. Первичная текстура и структура пород здесь сохраняется лишь в виде реликтов. При удалении от рудных тел интенсивность изменения ослабевает и проявляются лишь локальная серицитизация, хлоритизация, карбонатизация и окварцевание исходных пород с сохранением их текстурного облика и реликтов первичных структур.

Руды поздней генерации характеризуются медноколчеданным и колчеданно-полиметаллическим составом, преимущественно гнездово-прожилково-вкрапленными, реже массивными и полосчатыми текстурами, средне- и крупнокристаллическим строением. Они имеют широкое распространение и образуют самостоятельные рудные тела на юго-востоке месторождения, накладываются на ранние рудные ассоциации, изменяя их, в центральной и северо-западной частях, а также в виде прожилковой пирит-сфалерит-халькопиритовой минерализации развиваются в $\frac{1}{3}$ лежачем боку андезито-базальтовой толщи (см. рис. 2, *а*). Основными мине-

Рис. 3. Обломки полиметаллических руд I генерации, сцементированные пирит-сфалерит-халькопиритовыми рудами II генерации.

ралами в рудах являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит. В качестве примесей отмечаются марказит, блеклые руды, магнетит и халькозин. В рудах широко развиты аллотриоморфно-зернистая, микробрекчиевая и колломорфная структуры. Характерными элементами-примесями в них являются кадмий, марганец, барий, висмут, серебро, мышьяк и сурьма. Но по сравнению с рудами ранней генерации в этих рудах уровень содержаний бария и сурьмы несколько ниже и наблюдается некоторое обогащение кобальтом (см. таблицу).

Оруденение сопровождается довольно мощными ореолами околорудных метасоматитов, развитыми как в лежачем, так и в висячем боках рудных тел. Мощность метасоматических образований составляет 40—50 м. В пределах зоны метасоматоза выделяются области интенсивного и слабого преобразования пород. Наиболее измененные породы развиты в центральной части зоны и представлены хлоритовыми, хлорит-карбонатными, серицит-хлоритовыми, реже тальк-хлоритовыми и тальк-хлорит-карбонатными образованиями. Состав и текстурно-структурные особенности исходных пород здесь полностью преобразованы. По периферии рудной зоны развиты хлорит-кварц-серицитовые, кварц-серицитовые и серицит-хлорит-карбонатные метасоматиты, а на удалении от нее отмечаются лишь локальная карбонатизация, хлоритизация и в меньшей мере окварцевание и серицитизация.

Четкая стратификация оруденения, его приуроченность к горизонту туфогенно-терригенных отложений на границе кислых и основных вулканитов, характер взаимоотношений различных типов руд с перекрывающими андезито-базальтами, а также ограниченное развитие околорудного метасоматоза в висячем боку рудных тел I генерации свидетельствуют о позднедевонском возрасте этого оруденения. Отсутствие признаков наложения руд I генерации на андезито-базальтовые порфириты говорит о доандезит-базальтовом их формировании, а существенно полиметаллический состав руд и их геохимические особенности свидетельствуют о связи с кислым вулканизмом. Наложение руд II генерации на андезито-базальты является свидетельством их послеандезит-базальтового формирования, а более медный состав оруденения и повышенное содержание в рудах кобальта указывают на его вероятную связь с этим андезит-базальтовым вулканизмом.

Юбилейное месторождение приурочено к северо-западному крылу Сургутановской антиклинали, осложняющей блоковую Титовско-Сургутановскую структуру, и локализуется среди вулканогенно-осадочных отложений каменевской свиты, представленной чередованием брекчий смешанного состава, алевропелитов, туфопесчаников и органогенных известняков. Здесь же отмечаются послойные субвулканические тела липаритовых порфиров. Подстилают эти отложения среднедевонские кислые вулканиты таловской свиты, а перекрывает их верхнедевонская туфогенно-осадочная толща снегиревской свиты (см. рис. 2, *б*). Колчеданно-полиметаллическое оруденение совместно с комплексом гидротермально измененных пород образует стратифицированную рудную зону, вытянутую в субмеридиональном направлении. Рудовмещающими породами являются брекчии, алевропелиты, туфопесчаники и липаритовые порфиры, превращенные в метасоматиты различного состава. Оруденение в пределах рудной зоны образует три уровня, разделенных маломощными (10—20 м) прослоями гидротермально измененных пород, и представлено лентовидными и линзообразными телами, согласными и субсогласными с вмещающими породами. Рудные тела характеризуются выдержанным простиранием и при незначительных мощностях (5—10, редко до 20 м) протягиваются на несколько сот метров. Сложены они в основном вкрапленными и гнездово-вкрапленными, в меньшей мере массивными и брекчиевидными рудами.

Основными минералами в рудах являются сфалерит, пирит, галенит и халькопирит. В качестве второстепенных установлены марказит, блеклые руды, борнит и халькозин. На контактах с дайками диабазов под

действием контактового термального метаморфизма отмечается образование пирротина по пириту. Распределение главных минералов в рудах неравномерное, и по преобладанию того или иного минерала выделяются различные минеральные типы руд. В целом на месторождении преобладают колчеданно-полиметаллические руды, в меньших количествах установлены колчеданные, медноколчеданные, полиметаллические и барит-полиметаллические. В общем для всей рудной зоны какие-либо закономерности в распространении этих типов руд отсутствуют, но в пределах отдельных рудных тел отмечается приуроченность колчеданных и медноколчеданных руд к их основанию, а полиметаллических и барит-полиметаллических — к кровле. Изучение микроструктурных особенностей рудных минералов показывает, что в рудах широко развиты аллотриоморфнозернистые, колломорфные, концентрически-зональные и глобулярные структуры. Наиболее характерные элементы-примеси в рудах — кадмий, серебро, висмут, марганец, мышьяк и сурьма (см. таблицу).

Как уже отмечалось, рудные тела сопровождаются ореолами гидротермально-метасоматических пород. Околорудные метасоматиты имеют асимметричное строение, выраженное в более широком их развитии в подрудной части по сравнению с надрудной. Среди метасоматитов выделяются кварц-серицитовые породы и существенно хлоритовые образования, отвечающие соответственно метасоматитам выщелачивания и осаждения, по В. Б. Чекваидзе [1981]. Кварц-серицитовые метасоматиты, развиваясь по всему комплексу осадочных и магматических пород, широкое распространение получили в подрудной части каменевской свиты, а хлоритовые породы являются непосредственно рудовмещающей средой либо развиты на выклинке рудной зоны. Иногда отмечаются взаимоналожения различных типов метасоматитов, переходы одних типов в другие, что свидетельствует о длительном и сложном процессе их образования. На удалении от рудных тел степень гидротермального изменения пород уменьшается и отмечаются лишь их осветление и частичное окварцевание, серицитизация или хлоритизация.

Приуроченность оруденения к верхнедевонским туфогенно-осадочным отложениям и достаточно выдержанная стратификация, пространственная его связь с верхнедевонскими субвулканическими телами липаритовых порфиров, а также находки обломков руд в вышележащих отложениях снегиревской свиты [Астафьев, 1982] свидетельствуют о позднедевонском возрасте оруденения и о связи его с вулканизмом.

Захаровское месторождение приурочено к северному крылу Рубцовской синклинали, осложняющей северо-восточный борт Алейского антиклинория. Оно локализуется среди существенно терригенных отложений давыдовской свиты, представленных глинисто-кремнистыми алевропелитами с редкими маломощными (до 10 м) прослоями полимиктовых песчаников и туфов липаритовых порфиров (см. рис. 2, *в*). На флангах месторождения доля вулканогенных пород в разрезе увеличивается, а Рубцовское месторождение, расположенное в 20 км к юго-западу, локализуется уже среди существенно вулканогенных пород давыдовской свиты [Чинаков, Беляев, 1973]. Колчеданно-полиметаллическое оруденение концентрируется среди глинисто-кремнистых алевролитов и образует совместно с комплексом гидротермально измененных пород стратифицированную рудную зону мощностью до 60 м, протягивающуюся в юго-восточном направлении более чем на 800 м. Рудная зона, совместно с вмещающими породами, испытала пликативные дислокации и по простиранию и падению осложнена мелкой локальной складчатостью с амплитудой крыльев в первые метры, а на южном фланге отмечается флексурный изгиб рудной зоны с изменением ее простирания с юго-восточного на восточное. В пределах рудной зоны четко выделяются один главный рудный горизонт, представленный серией сменяющих друг друга по простиранию линзовидных рудных тел, и масса мелких линзообразных тел, развитых в лежачем и висячем боках этого горизонта. Мощность рудных тел изменяется от первых десятков сантиметров до 25 м.

Руды Захаровского месторождения претерпели интенсивное окисление и на верхних горизонтах разреза представлены в основном окисленными и смешанными разновидностями. Однако на глубине (ниже 140 м) достаточно хорошо сохранились первичные гипогенные руды, что позволило изучить их минеральный состав, текстурно-структурные и геохимические особенности. Руды характеризуются в основном гнездово-вкрапленными, реже массивными и прожилковыми текстурами. Главными минералами в них являются сфалерит, галенит, пирит, халькопирит; из второстепенных установлены марказит, блеклые руды. Кроме того, широко развиты вторичные минералы — смитсонит, церуссит, англезит, халькозин, ковелин и др. По минеральному составу среди руд выделяются колчеданные, медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиметаллические и редко барит-полиметаллические разновидности. Изучение строения рудных тел и результаты их опробования показывают отсутствие каких-либо закономерностей в распределении этих минеральных типов руд. Отмечаются взаимопереходы одних типов в другие, а также прямая корреляция в рудах между основными рудными элементами — цинком, свинцом и медью.

Оруденение сопровождается гидротермально-метасоматическими породами. Но в отличие от описанных выше месторождений метасоматоз здесь проявлен слабее, что, вероятно, связано со строением рудовмещающего разреза, сложенного монотонными слабопроницаемыми кремнисто-глинистыми алевропелитами. Более широкое развитие метасоматитов установлено в подрудной части, где мощность их обычно составляет 20—30 м, но иногда достигает 50 м. В висячем боку мощность развития гидротермального изменения не превышает первых метров. По минеральному составу среди метасоматитов выделяются серицит-кварцевые, хлорит-серицит-кварцевые, серицит-карбонат-кварцевые и существенно хлоритовые разновидности. Все измененные породы насыщены пиритовой минерализацией, представленной либо мелкими импрегнациями кубических кристаллов, либо гнездово-вкрапленными выделениями. Часто в метасоматитах наблюдаются вторичные минералы зоны окисления — гипс, опал, галлуазит и др. В целом в разрезе метасоматической колонки отмечается зональность в распределении минеральных типов метасоматитов, представленная развитием в нижних частях серицит-кварцевых пород, которые выше сменяются хлорит-серицит-кварцевыми, хлорит-кварцевыми, серицит-карбонат-кварцевыми. Существенно хлоритовые породы имеют ограниченное распространение и образуют маломощные линзовидные тела, которые часто являются рудовмещающей средой. При удалении от рудных тел интенсивность гидротермально-метасоматического преобразования пород затухает и проявлены лишь их осветление, частичное окварцевание, серицитизация и хлоритизация.

Приуроченность Захаровского месторождения к верхнедевонским отложениям давыдовской свиты, в разрезе которой на незначительном удалении от месторождения широко развиты вулканогенные образования и локализовано вулканогенное Рубцовское месторождение [Чинаков, Беляев, 1973], а также стратифицированный характер рудной зоны и участие ее в пликативных дислокациях совместно с вмещающими породами свидетельствуют о позднедевонском его возрасте и генетической связи с вулканизмом.

Таким образом, приведенные данные по геологическому строению и минералого-геохимическим особенностям руд Корбалихинского, Юбилейного и Захаровского месторождений показывают, что, несмотря на различные литолого-фациальные условия локализации, они характеризуются общностью многих геологических и геохимических признаков и близки, вероятно, по условиям образования.

На всех месторождениях оруденение образует стратифицированные рудные залежи в виде согласных и субсогласных линзовидных и пластовых тел, приуроченных к горизонтам алевропесчанистых и брекчиевых

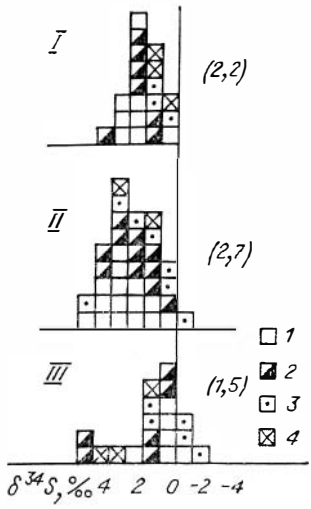


Рис. 4. Изотопный состав серы колчеданно-полиметаллических месторождений: I — Корбалихинского, II — Юбилейного, III — Захаровского.
1 — пирит; *2* — сфалерит; *3* — галенит; *4* — халькопирит. Цифры в скобках — средние значения $\delta^{34}S$.

пород. Руды имеют явно наложенный гидротермально-метасоматический облик и характеризуются преимущественно прожилково-гнездово-вкрапленными, реже массивными и брекчиевидными текстурами. Они отличаются устойчивым минеральным составом и имеют одинаковый набор элементов-примесей, основными из которых являются кадмий, серебро, висмут, марганец, барий, сурьма, мышьяк. Результаты изотопных определений серы руд всех месторождений показывают их близкие соотношения и свидетельствуют о ювенильном источнике серы (рис. 4).

Вместе с тем взаимоотношения руд с вмещающими и перекрывающими породами, пересечение руд субвулканическими дайками диабазов, находки в вышележащих верхнедевонских отложениях обломков руд и околорудных метасоматических образований, единый план деформаций рудных тел и вмещающих пород, а также определения абсолютного возраста околорудных кварц-серицитовых пород [Чекалин, 1985] свидетельствуют о позднедевонском возрасте оруденения и о генетической связи его с вулканизмом. На единый, связанный с вулканизмом рудный процесс указывают проявленные на разных месторождениях закономерности в строении рудных тел, представленные часто сменой снизу вверх колчеданных руд колчеданно-полиметаллическими и полиметаллическими, и сходство изотопного состава серы и его вариаций в минералах колчеданных руд — пирите, халькопирите — и полиметаллических — сфалерите и галените (см. рис. 4). Слабое развитие метасоматоза в надрудных частях месторождений, а также тонкозернистое строение руд показывают, что процесс рудообразования происходил в близповерхностных условиях, с малой мощностью перекрывающих осадков, т. е. в период формирования верхнедевонской вулканогенно-осадочной толщи. Характер взаимоотношений различных типов руд с продуктами вулканизма свидетельствует о формировании Юбилейного и Захаровского месторождений в один этап, а Корбалихинского — в два этапа, связанных с различными фазами антидромного развития вулканизма.

Резюмируя сказанное, можно представить следующую модель образования верхнедевонских месторождений северо-западной части Рудного Алтая.

В позднедевонское (франское) время северо-западная часть Рудного Алтая представляла собой область активного подводного вулканизма и интенсивного накопления мощных вулканогенно-осадочных толщ. В начальный период по всему региону был широко развит кислый вулканизм, сопровождающийся образованием толщ туфов, лав, субвулканических тел липаритовых порфиров и активной гидротермальной деятельностью. Вулканогенная гидротермальная деятельность проявлялась как в непосредственной близости к очагам вулканизма (Рубцовское, Корбалихинское месторождения), так и в удаленных существенно терригенных фациях (Захаровское, Юбилейное месторождения). Высокотемпературные гидротермальные растворы, поднимаясь из глубинных очагов, попадали в близповерхностные области, где в связи с низким давлением из-за малой мощности перекрывающих осадков происходило их вскипание, сопровождавшееся резким снижением температуры и выпадением рудного вещества. Стратифицированное положение высокопроницаемых областей (горизон-

тов алевропесчанистых и брекчиевых пород, послойных тектонических зон и зон отслоений) приводило к формированию стратиформных рудных залежей. Процесс рудогенеза носил длительный импульсный характер с формированием зональных рудных залежей и сопровождался широким развитием околорудного гидротермального метасоматоза. На заключительной стадии рудного процесса формировалась жильная барит-полиметаллическая и кварц-карбонатная с флюоритом минерализация.

Антидромный характер развития вулканизма в пределах Змеиногорского рудного района (смена в разрезе давыдовской свиты кислых вулканитов основными) проявился в образовании медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических руд второго этапа (II генерация) на Корбалихинском месторождении. Процесс оруденения второго этапа также носил длительный импульсный характер и сопровождался образованием мощных зон метасоматоза.

ЛИТЕРАТУРА

Астафьев М. П. О генезисе Юбилейного полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1982.— № 1.— С. 63—66.

Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая)/Под ред. Г. Ф. Яковлева.— М.: Изд-во МГУ, 1978.— 278 с.

Гаськов И. В., Миронова Н. Ю. Модель формирования верхнедевонских колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск, 1985.— Т. 2.— С. 13—15.

Козлов М. С., Давыдов Ф. Г. Этапы формирования сульфидных руд на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая // Докл. АН СССР.— 1975.— Т. 225, № 3.— С. 644—647.

Кузебный В. С., Пономарев Э. С., Кокшаров В. А. Об абсолютном возрасте колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая //Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 84—90.

Прокопенко А. И., Лапухов А. С. Рудная зональность и элементы динамики рудообразующих процессов на месторождении Чекмарь (Рудный Алтай) // Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов.— Новосибирск, 1983.— С. 162—173.

Хисамутдинов М. Г. Металлогения и полиметаллические месторождения Рудного Алтая.— Л.: Недра. Лепингр. отд-ние, 1978.— 195 с.

Чекалин В. М. Геолого-генетическая модель Корбалихинского месторождения полиметаллических и колчеданно-полиметаллических руд на Рудном Алтае // Геология и геофизика.— 1985.— № 8.— С. 78—91.

Чекваидзе В. Б. Околорудные метасоматиты колчеданно-полиметаллических месторождений и их поисковое значение.— М.: Недра, 1981.— 240 с.

Чинаков И. Г., Беляев А. П. Основные черты геологического строения Рубцовского месторождения Рудного Алтая // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Западной Сибири.— Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1973.— Вып. 8.— С. 3—8.

Щерба Г. Н. Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Сов. геология.— 1968.— № 6.— С. 49—64.

Щерба Г. Н. Вулканогенная гипотеза колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Сов. геология.— 1974.— № 9.— С. 25—39.

Яковлев Г. Ф. О генезисе и возрасте алтайских полиметаллических месторождений // Вестн. МГУ. Сер. геол.— 1972.— № 2.— С. 73—83.

В. В. Зайков, В. В. Масленников, Е. В. Зайкова

ПРИДОННЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ ПОСТРОЙКИ И ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ОСАДКИ КАК ЭЛЕМЕНТЫ МОДЕЛИ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛЬСКОГО ТИПА

Важной процедурой в построении моделей рудных формаций является реконструкция первичной морфологии рудных тел. Авторами показано решение этого вопроса применительно к вулканогенным колчеданным месторождениям уральского типа, для которых доминирующим является гидротермально-осадочный способ рудоотложения. Ранее во многих

публикациях отмечалось, что недеформированные колчеданные залежи в меднорудных районах Южного Урала имеют пластообразную либо уплощенную воронкообразную форму с крутыми апофизами в рудоподводящих зонах.

В связи с выявлением сульфидных холмов в восточном секторе Тихого океана [Попов и др., 1985] и разработкой механизма гидротермально-осадочного рудогенеза [Смирнов, 1976; Жабин, 1977; Иванов, 1983; Кривцов, Макеева, 1984; Hutchinson et al., 1980; и др.] потребовалось уточнить эти представления. Для этой цели проанализировано строение колчеданных залежей в Учалинском, Верхнеуральском, Сибайском, Баймакском и Бурибай-Маканском рудных районах [Типы..., 1973; Прокин, 1977; Среднепалеозойский вулканизм..., 1983; и др.]. В состав работ входило: документация карьеров, подземных выработок и керна скважин, изучение вещественного состава руд, поиски сульфидизированной фауны и рудокластов, составление литолого-фациальных профилей, изолиний кровли и мощностей рудных тел. Поскольку с сульфидными залежами ассоциируют гематит-кремнистые породы, сходные с железистыми металлоносными осадками современных и ископаемых океанических структур, потребовалось дать их сравнительный анализ. Решению поставленных задач способствовали работы наших предшественников по разведке и объемному изучению рудных полей, всестороннему исследованию руд, рудокластов и сульфидизированной фауны. Обзор этих работ дан в последних сводках по колчеданному оруденению региона [Прокин, 1977; Кривцов, 1979].

Месторождения уральского типа локализуются в натровой риолит-базальтовой формации и приурочены к толщам риолит-базальтового и базальт-андезит-дацит-риолитового состава (контрастной и непрерывной). Обобщенная модель месторождений [Прокин и др., 1983] включает: подрудную зону серицит-кварцевых метасоматитов с прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией, рудную залежь, сформировавшуюся в депрессии; надрудную вулканогенную толщу, подверженную слабым гидротермальным изменениям. На выклинках сульфидных залежей отмечаются слои гематит-кремнистого состава и яшмы. Обычной является зональность рудных тел, выраженная в смене от подошвы к кровле серно-колчеданных руд медно- и цинково-колчеданными. Общие вариации минерального состава руд связаны с изменением состава и строения вулканических сооружений. С увеличением объема кислых вулканитов в рудоносных толщах отношение меди к цинку в запасах месторождений уменьшается в 3—5 раз, что сопровождается увеличением содержаний золота, бария, свинца. Рудоносные вулканические зоны, судя по геодинамическим реконструкциям, являются фрагментами междуговых бассейнов или окраинных морей [История..., 1984].

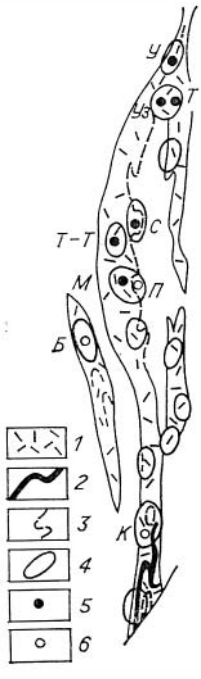


Рис. 1. Схема размещения колчеданного оруденения на Южном Урале.

1 — поля преимущественного развития колчеданоносных вулканогенных формаций; *2* — кремнисто-базальтовый комплекс с пластами железистых металлоносных осадков; *3* — толща яшм, перекрывающих колчеданоносные вулканические толщи; *4* — колчеданоносные районы; *5* — рудные поля, на которых установлены придонные сульфидные постройки и железистые металлоносные осадки; *6* — рудные поля с изученными осадками.

Рудные поля: У — Учалинское, Уз — Узельгинское, Т — Талганское, С — Сибайское, Т-Т — Таш-Тау, М — Маканское, П — Подольское, Б — Блявинское, К — Кок-Жарлы.

Придонные сульфидные постройки. В результате выполненных исследований и работ других специалистов [Жабин, 1977; Бородаевская и др., 1984; Баранов и др., 1985] установлено, что на нескольких месторож-

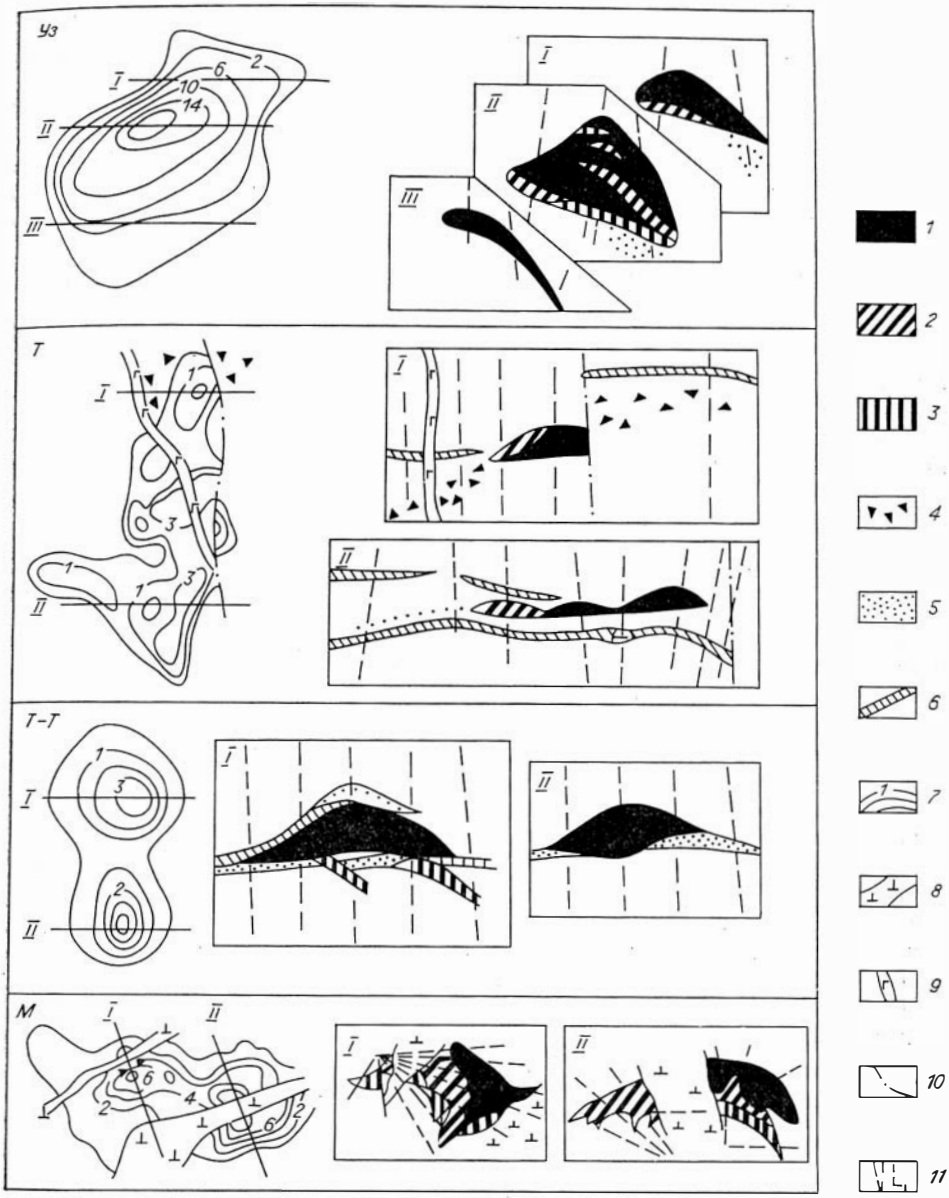


Рис. 2. Морфология придонных сульфидных построек на колчеданных месторождениях Южного Урала (использованы материалы А. П. Дзюбина, Ю. С. Емельянова, Ю. П. Меньшикова, В. Г. Петрова, В. М. Рудакова, А. Г. Злотник-Хоткевича).

1—3 — сплошные сульфидные руды: *1* — серно-колчеданные, *2* — медноколчеданные, *3* — медно-цинково-колчеданные; *4* — рудокласты; *5* — прожилково-вкрапленные сульфидные руды; *6* — пласты гематито-кремнистых пород; *7* — изолинии мощностей рудных тел (в усл. ед.); *8, 9* — пострудные дайки: *8* — дацитов, *9* — габбро-диабазов; *10* — разломы; *11* — скважины и подземные выработки. Месторождения: Уз — Узельгинское, Т — Талганское, Т-Т — Таш-Тау, М — Маканское.

дениях наряду с пластовыми залежами и их фрагментами присутствуют сульфидные постройки типа холмов и гряд (рис. 1, 2). Среди этих рудных объектов выделяются две группы, приуроченные соответственно к контрастным и непрерывным толщам. Первая группа представлена Сибайским и Учалинским месторождениями, вторая — рудными полями Верхнеуральского, Баймакского и Маканского районов.

На Сибайском месторождении главная залежь располагается в днище кальдеры [Среднепалеозойский вулканизм..., 1983; История..., 1984], имеет столбообразную форму и состоит из многоэтажной «связки» медно-цинково-колчеданных линз. Они имеют плоское основание и выпуклую

кровлю, на выклинках и склонах сменяются вулканотерригенными породами с разнообразными рудокластами. Принципиальное распределение разновидностей руд подчинено, по А. Г. Жабину [1977], симметрии конуса: $\infty P \cdot L \infty$ (P — плоскости симметрии, перпендикулярные слоистости, L — ось симметрии). Стержневая зона, имеющая пиритовый и пирит-пирротиновый состав, сменяется к периферии халькопирит-пиритовыми, а затем сфалерит-халькопирит-пиритовыми и сфалеритовыми рудами. На выклинках рудных тел преобладают слоистые кремнисто-пиритовые руды. Текстуры медно-цинково-колчеданных руд массивные, пятнистые, полосчатые, брекчиевые. Установлено формирование брекчиевых разностей за счет сочетания аллохтонных рудокластов, взламывания ранее отложенных руд и цементации более поздними парагенезисами. При разрушении и перемыве вершин холмов возникали обломочные пиритовые руды градационной текстуры: крупные рудокласты в кровле слоев сменяются пиритовым песком.

В рудах Сибайского месторождения установлены сульфидизированные остатки фауны [Иванов, 1947; Прокин и др., 1983], отсутствующей за пределами колчеданной залежи. Среди них распознаются строматопоры, пелециподы, тентакулиты и трубчатые формы, напоминающие вестиментиферы. Отмечены линзовидные биостромы мощностью 1—2 м, протяженностью 7—10 м. Центральная часть их сложена трубчатыми формами, длина которых достигает 30 см. Присутствуют также дендроидные строматопораты и раковины пелеципод, водорослевые образования. В основании маломощных рудных прослоев установлены небольшие органогенные постройки высотой до 60 см, сложенные строматолитами. Изучение залегания водорослевых скоплений и раковин пелеципод, взаимоотношений с вмещающими обломочными породами показало залегание их в прижизненном неперемещенном положении. Присутствие органических остатков в рудах отражается повышенным содержанием фосфора, количество которого достигает 1%.

На Учалинском месторождении признаки рудного холма установлены в центральной части залежи над куполом липарит-дацитов [Бородаевская и др., 1984]. Его реликты, сохранившиеся от разрушения, представлены существенно серно-колчеданными рудами, в кровле которых развиты рудокласты с гетитовой каймой. Окружающая холм и купол депрессия заполнена брекчиевыми и полосчатыми рудами халькопирит-сфалеритового и пирит-халькопиритового состава, часть которых является обломочными сульфидными породами. Последние имеют ритмичное строение, выраженное в сортировке обломков, и сменяются на флангах залежи и в кровле ритмов слоистыми разностями. Халькопирит-пиритовые и пиритовые обломки погружены в тонкообломочный пиритовый и метаколлоидный кремнисто-сфалерит-пиритовый агрегат. Мощность ритмов увеличивается в несколько раз в центральных частях кольцевой депрессии. Строение залежи осложнено обособлениями и жилами халькопиритового и сфалеритового состава. Рудоподводящая зона выражена прожилково-вкрапленной сульфидной минерализацией в серицит-кварцевых метасоматитах, развитых по дацитам купола.

В Верхнеуральском районе к сульфидным постройкам отнесены колчеданные залежи на двух стратиграфических уровнях среди толщи вулканогенно-обломочных пород смешанного состава. В ее низах на Узельгинском месторождении располагается тело холмообразной формы поперечником 200—300 м. Оно находится в депрессии, разделяющей купола дацитового состава. Подстилающими являются серицит-кварцевые метасоматиты с прожилково-вкрапленной медно-цинковой минерализацией. Подошва тела плоская, наклоненная на восток под углом 20—40° согласно напластованию вмещающих отложений. Кровля его выпуклая, крутизна склонов 15—45°. В основании рудного тела располагаются серно-колчеданные руды, выше которых следуют медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные. По соотношению последних выделяются три ритма, вер-

хи которых на порядок обогащены сурьмой и ртутью. Вероятно, эти ритмы соответствуют стадиям роста холма. Зернистость руд уменьшается к верхам залежи, что сопровождается появлением вкрапленности барита и теннантита.

В верхах вулканогенно-обломочной толщи на Талганском месторождении разведано горизонтально залегающее рудное тело, представленное несколькими сросшимися постройками холмообразной и валообразной формы. Высота их 10—20 м, поперечник 50—200 м, состав определяется комбинацией серно-колчеданных, медноколчеданных и медно-цинково-колчеданных руд и неодинаков в смежных постройках. Общее простирание рудного тела субмеридиональное и совпадает с ориентировкой депрессии, осложняющей кровлю дацитового купола. Выполнена она вулканогенно-обломочными породами, подверженными серицитизации, окремнению и сульфидизации. Колчеданные руды ассоциируют с гематит-кремнистыми породами, образующими пласты в подошве и кровле рудных тел. Во вмещающих обломочных отложениях на флангах залежи содержатся рудокласты различного состава. Надрудная толща, залегающая участками непосредственно на сульфидных телах, представлена известняками.

На Маканском месторождении, приуроченном к андезит-дацит-риолитовой толще, придонные рудные постройки отмечены на двух стратиграфических уровнях. Они имеют сложную морфологию с этажным расположением слившихся в местах раздува двух-трех медно-цинково-колчеданных линз, выклинки которых залегают согласно со слоистостью вмещающих вулканогенно-осадочных пород. Кровля таких тел имеет куполовидную и стогообразную формы, перекрывается гематит-кремнистыми и вулканогенно-обломочными породами, содержащими рудокласты. Мощность залежей достигает 30—40 м, поперечник — 100—200 м. К стержневым частям линз приурочены руды с субвертикальной струйчатостью, выраженной в виде извилистых полос и трубообразных форм. Последние имеют диаметр порядка 5—10 см, в осевой части сложены мономинеральным сфалеритом, окруженным сфалерит-халькопиритовым агрегатом. Они сходны с рудными трубами, обнаруженными в Восточно-Тихоокеанском поднятии и на кипрских сульфидных месторождениях [Oudin, Constantinon, 1984]. Установлены единичные находки сульфидизированных двустворчатых моллюсков и биогермов, сложенных столбчатыми и желваковыми строматолитами. Нижняя граница залежей неровная с клинообразными «корнями», которые фиксируют рудоподводящие каналы. Некоторые рудные тела были впоследствии разорваны и интрудированы телами дацитов, в контактах которых обнаружены вулканокластические брекчии, содержащие обломки руд и гематит-кремнистых пород.

На месторождении Таш-Тау, расположенном в западной части Баймакского рудного района среди риолит-дацит-андезит-базальтовой толщи, признаки холмообразных построек установлены на глубине 60—100 м. Подстилающими породами являются сульфидизированные хлорит-серицит-кварцевые метасоматиты по андезитам, выше залегают вулканотерригенные, кремнистые осадки и силл риолит-дацитов. На плане изомощностей (см. рис. 1) видно, что два сросшихся холмообразных тела сплошных медно-цинковых руд слагают постройку длиной 200 м, шириной 60—100 м, высотой 15—20 м. Эта постройка в плоскости подошвы окружена шлейфом прожилково-вкрапленных свинцово-цинковых руд, располагающихся в кровле серицит-кварцевых метасоматитов. Под рудным телом в них присутствуют жилы халькопирит-пиритового состава.

Полученные данные по придонным сульфидным постройкам на колчеданных месторождениях Урала позволяют охарактеризовать их главные признаки и условия образования.

Рудовмещающими структурами являются впадины, в которых имелись условия для быстрого захоронения сульфидных построек. Они представлены кальдерами (Сибай, Макан), межкупольными и околокупольными депрессиями (Узельга, Талган, Учалы, Таш-Тау).

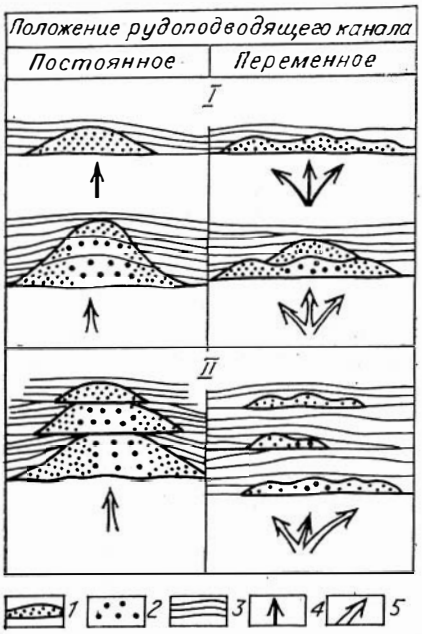


Рис. 3. Разрезы придонных сульфидных построек.

1, *2* — сульфидные постройки: *1* — с первичной, *2* — с преобразованной зональностью; *3* — вулканомиктовые осадки; *4*, *5* — поступление растворов: *4* — одностадийное, *5* — многостадийное.
Характер накопления осадков: I — равномерный, II — дискретный; скорость накопления (в целом) больше скорости разрушения построек.

Поступление вулканогенно-обломочного материала происходило со склонов кальдер или куполов, что доказывается составом обломков. Возможно, в ряде случаев заполнение осуществлялось за счет сноса со склонов более удаленных крупных палеовулканов, что предполагается, например, для надрудной толщи Сибайского месторождения [История..., 1984].

Морфология построек (рис. 3) определяется положением рудоподводящего канала, стадийностью и темпом поступления гидротермальных растворов и скоростью осадконакопления. При постоянном положении рудоподводящего канала образуется либо холм, либо многоэтажная связка линз в соответствии со стадийностью поступления растворов. При переменном положении канала образуются групповые постройки, форма которых может быть близка к пластообразной. Прерывистое поступление гидротермальных растворов либо осадков способствует образованию разобщенных по вертикали сульфидных сооружений. Подошва построек обычно плоская, осложненная «апофизами»— зонами сплошных либо прожилково-вкрапленных сульфидных руд среди подстилающих серицит-кварцевых метасоматитов. При заполнении сульфидами воронок и рытвин в дне подошва может иметь сложную морфологию (Макан). Склоны построек имеют крутизну 10—40°. Кровля выпуклая со следами размыва, местами перекрывается слоистыми рудами. Тектонические деформации, которые происходили после формирования построек, приводят либо к их разрыву, заполнению трещин дайками и обломочными породами (Макан), либо к сдавливанию и будинажу.

Соотношение сульфидных сооружений с вмещающими отложениями (рис. 4) обусловлено скоростью накопления осадков (C_{oc}) и сульфидов (C_c), скоростью разрушения сульфидных построек (C_{pc}). Абсолютные значения этих показателей для древ-

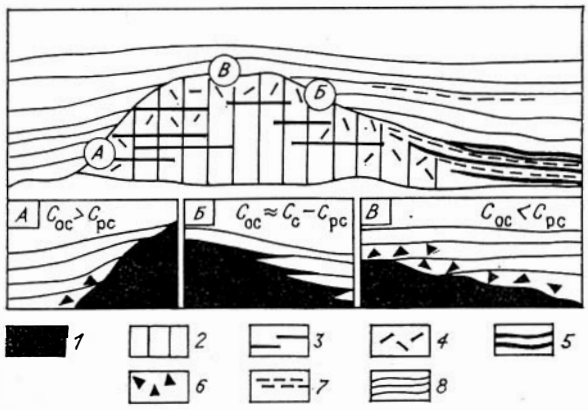


Рис. 4. Соотношение руд и характер контактов сульфидных построек. Составил В. В. Зайков, с использованием материалов А. Г. Жабина.

1 — сплошные сульфидные руды массивной, брекчиевой, пятнистой, полосчатой текстур; *2*—*4* — то же, преобладающий состав: *2* — пиритовый, *3* — халькопиритовый, *4* — сфалеритовый; *5* — слоистые сульфидные руды; *6* — рудокласты; *7* — гематито-кремнистые прослои; *8* — вулканомиктовые осадки.
А, В — предшествующее накопление сульфидов; Б — синхронное накопление сульфидов и вулканомиктовых осадков. Скорости: C_{oc} — накопления вулканомиктовых осадков, C_c — роста сульфидной постройки, C_{pc} — разрушения сульфидной постройки.

них колчеданных месторождений оценить затруднительно. По современным аналогам известны такие данные: $C_с$ — от миллиметров до нескольких сантиметров в год, время накопления построек — сотни лет [Chung et al., 1981]; $C_{ос}$ — 1—15 мм в 1000 лет [Океанология, 1980; Gundlach, Marchig, 1982].

При таком соотношении скоростей накопление сульфидов может быть подавлено лишь лавинной седиментацией при склоновых оползнях. В остальных случаях сульфидное тело формируется раньше вмещающей толщи и на его сохранность влияет наряду с осадконакоплением разрушение постройки, обусловленное действием гравитационных сил, землятрясений, течений, окисления сульфидов, выщелачивания и т. д. Реальны три типа взаимоотношений сульфид — осадок (см. рис. 4). В случае $C_{ос} > C_{рс}$ наблюдается прислонение пластов к склону постройки; в случае $C_{ос} \approx \approx C_с - C_{рс}$ характерны переслаивания руд и осадочных пород. При $C_{ос} < C_{рс}$ происходят разрушение тела и формирование горизонтов рудокластов.

Внутреннее строение сульфидных сооружений определяется механизмом их образования. На современных постройках в Восточно-Тихоокеанском поднятии установлено [Hekinian et al., 1980; Hutchinson et al., 1980], что часть сульфидов отлагается непосредственно в месте выхода гидротерм (температура порядка 350°С), формируя «трубы», а часть выпадает в виде мелких частиц в «черных дымах». Эти частички засыпают продукты разрушения труб и образуют шлейфы возле холмов. Зафиксированная зональность в описанных выше сульфидных постройках соответствует этой картине. В центральной части преобладают массивные руды с элементами субвертикальной ориентировки в виде полосчатости и концентрических форм, которые, как и на кипрских месторождениях [Oudin, Constantinon, 1984], реставрируются фрагментами сульфидных труб. Ближе к периферии преобладают брекчиевые руды, сложенные различными рудокластами. На флангах построек развиты слоистые руды, образовавшиеся при осаждении сульфидных частичек. Зональность минерального состава рудных тел определяется сменой от центра к периферии и от подошвы к кровле серно-колчеданных руд медно- и цинково-колчеданными.

Сульфидизированные остатки фауны являются одним из признаков придонных сульфидных построек в случае ее очагового распространения. Значение этих образований, давно известных на колчеданных месторождениях [Иванов, 1947], выяснилось около десяти лет назад, когда в Галапагосском рифте в местах выхода на океаническое дно горячих гидротермальных источников были обнаружены скопления различных организмов. С тех пор подобные оазисы реконструированы в древних колчеданоносных толщах провинции Гуандун (КНР) [Liy Xiaoshaan, Zhou Schuzhi, 1984], Сомали [Haymon et al., 1984]. Прижизненное положение организмов свидетельствует о том, что они существовали во время роста сульфидных построек.

Железистые осадки. Во всех изученных придонных сульфидных постройках отмечены красноцветные железистые отложения. Они образуют слои, пласты и линзы либо в непосредственном контакте с рудами, либо во вмещающих толщах. Интерес к ним вызван тем, что подобные образования установлены в современных и древних океанических структурах [Металлоносные осадки..., 1973; Зайков и др., 1984]. Формирование этих пород связывается с подводными гидротермальными источниками, и они во многих случаях ассоциируют с сульфидными постройками [Hutchinson et al., 1980; Зайкова, 1985].

Красноцветные железистые отложения колчеданных месторождений Урала представлены несколькими разновидностями, отличающимися по соотношению гематита, кремнезема, глинистых минералов, обломков пород и породообразующих минералов (эдафогенная примесь). Эти разновидности имеют различное происхождение и различные источники веще-

Средний химический состав железистых отложений на колчеданных месторождениях Южного Урала

Номер анализа	n	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.п.п.	ΣFe	$\frac{Fe+Mn}{Ti}$	$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}\cdot 1000$
1	5	72,55	<0,01	0,62	21,91	2,00	0,12	0,32	1,07	0,07	0,01	0,10	1,35	16,87	4968	9
2	2	86,27	<0,01	0,08	9,64	2,65	0,04	0,05	0,74	<0,01	—	<0,10	0,55	8,80	29,42	2
3	2	80,41	0,03	1,30	14,36	1,64	0,02	0,12	1,16	—	—	0,06	1,17	11,32	1914	16
4	2	62,58	0,58	1,22	28,02	0,86	0,02	0,77	2,25	—	—	0,15	3,85	20,38	131	19
5	5	92,42	0.01	0,09	3,46	2,75	0,02	0,26	0,41	—	—	<0,01	0,30	4,47	1302	1
6	2	86,86	0,06	0,71	7,81	2,33	0,02	0,35	0,22	0,74	—	0,05	0,86	7,38	207	8
7	2	40,98	0,42	15,94	9,40	10,33	0,50	7,26	3,87	0,16	2,42	0,22	8,63	14,60	64	390
8	3	5,52	0,02	1,41	32,87	2,80	0,14	0,76	29,29	0,43	0,07	0,42	21,94	25,16	2326	261
9	1	10,16	0,62	6,06	40,50	9,36	0,23	4,67	13,20	0,25	0,10	4,05	10,56	35,60	96	596
10	1	61,50	0,07	3,95	2,44	4,09	0,42	2,18	13,33	0,19	<0,05	0,34	11,70	4,89	124	64
11	3	9,63	0,10	1,89	2,43	1,83	3,26	1,20	42,60	0,40	0,09	0,08	36,22	3,12	94	192
12	3	14,50	0,04	1,92	29,22	3,57	2,94	1,48	22,81	0,42	0,09	0,21	21,60	23,22	1453	60
13	2	83,68	<0,02	1,31	7,06	0,57	0,42	0,48	2,95	0,14	0,16	0,04	2,88	5,38	>1506	15
14	7	80,77	0,01	1,48	9,52	5,99	0,04	0,09	0,53	0,11	0,13	0,06	1,02	11,70	>1173	18
15	9	83,00	0,14	6,64	2,75	1,51	0,08	1,08	1,14	0,38	1,29	0,05	1,50	3,20	29	80
16	2	40,16	0,05	3,19	44,56	3,56	0,05	0,86	2,77	0,14	0,31	0,20	3,20	34,96	874	79
17	9	64,25	0,06	2,82	21,43	4,59	0,10	1,15	1,16	0,16	0,22	0,10	2,26	19,15	393	44
18	2	80,65	0,08	9,36	2,80	5,98	0,06	0,74	0,60	1,38	0,50	0,05	1,02	6,86	114	66

Примечание. 1, 2 — Блявинское месторождение: 1 — кремнисто-гематитовые породы, 2 — гематит-кремнистые; 3—6 — Кок-Жарлы, Жарлы-Аша: 3 — кремнисто-гематитовые породы, 4—то же, с эдафогенной примесью, 5 — гематит-кремнистые породы, 6 — то же, с эдафогенной примесью; 7—10 — Подольское, Северо-Подольское: 7 — железистые аргиллиты, алевролиты; 8 — карбонатно-железистые породы, 9 — глинисто-карбонатно-железистые породы, 10 — яшма; 11—13 — Талганское: 11 — глинисто-карбонатные породы, 12 — карбонатно-железистые породы, 13 — гематит-кремнистые породы; 14, 15 — Маканское месторождение: 14 — кремнисто-гематитовые породы, 15 — глинистые яшмы; 16—18 — Сибайское месторождение. 16 — кремнисто-гематитовые породы, 17 — то же, с эдафогенной примесью, 18 — яшмы.

1—6 — пробы из кол. В. В. и Е. В. Зайковых; 7—13 — пробы из кол. А. В. Пуркина и др.; 14—18 — пробы из кол. В. В. Масленникова.

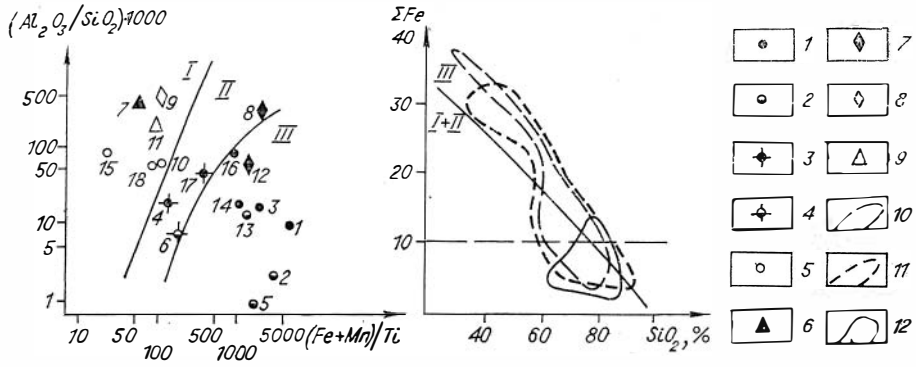


Рис. 5. Диаграммы состава железистых отложений колчеданоносных районов Южного Урала.

1—9 — типы пород: *1* — кремнисто-гематитовые, *2* — гематито-кремнистые, *3*, *4* — те же, с эдафогенной примесью, *5* — яшмы. глинистые яшмы, *6* — железистые алевролиты, *7* — карбонатно-железистые, *8* — глинисто-карбонатно-железистые, *9* — глинисто-карбонатные; *10—12* — поля пород: *10* — куркудукского комплекса (Южные Мугоджары), *11* — карамалытасского комплекса (Сибайское месторождение), *12* — баймак-бурибайского комплекса (Маканское месторождение). Типы отложений: I — осадочных, II — переходных, III — гидротермально-осадочных. Номера фигуративных точек соответствуют номерам анализов в таблице.

ства. Для определения их генезиса использованы данные по химизму (см. таблицу) и геолого-петрографическим особенностям железистых пород, изученных на колчеданных месторождениях, а также сведения по ископаемым металлоносным осадкам и яшмам Южного Урала [Зайкова, 1985]. Главными петрохимическими критериями в соответствии с практикой литологических исследований [Металлоносные осадки..., 1973] приняты модули (Fe + Mn)/Ti; $(Al_2O_3/SiO_2)\cdot 1000$. Основано это на данных о том, что железо и марганец имеют преимущественно эндогенное, а глинозем — терригенное происхождение. На диаграммах, построенных с использованием 245 анализов кремнисто-железистых отложений различных регионов (рис. 5), определились поля гидротермально-осадочных, переходных и осадочных пород. В первое вошли разности, сложенные преимущественно гематитом и кварцем, которые находятся в тонком срастании, образуют глобулярные, кокардовые, сферолитовые структуры. Такие структуры обычно образуются при раскристаллизации железистого геля. На диаграмме Fe — SiO_2 эти породы слагают линейное поле, которое отражает обратно пропорциональную функциональную зависимость компонентов. Содержание железа варьирует от 3—5 до 30—40 %, для удобства описания выделены гематит-кремнистые и кремнисто-гематитовые породы (ΣFe соответственно $< 10\%$ и $> 10\%$). Такое разделение принято в связи с тем, что металлоносными осадками называют отложения с содержанием $\Sigma Fe > 10\%$ [Металлоносные осадки..., 1973]. Осадочные породы представлены яшмами, кремнистыми аргиллитами, алевролитами. В них значения модуля (Fe + Mn)/Ti не превышают 25—100, $(Al_2O_3/SiO_2)\cdot 1000 > 10$. Вещество этих пород имеет преимущественно экзогенное происхождение, в них присутствует примесь биогенного кремнезема в виде скелетов радиолярий и радиоляриевого детритуса. Переходные разности включают как осадочные породы, обогащенные железистым веществом, так и гидротермально-осадочные породы, засоренные эдафогенной примесью — обломками пород и породообразующих минералов. В их образовании участвовали процессы: размыва гематит-кремнистых осадков и переотложения гидроокислов железа, подводного выветривания базальтов, окисления сульфидных руд. К этой же группе примыкают карбонатно-кремнисто-гематитовые накопления, образующие пласты в подошве известковистой толщи (Верхнеуральский район). Они сходны с металлоносными осадками океанов, отлагающихся выше критической глубины карбонатонакопления.

Непосредственно с рудами ассоциируют кремнисто-гематитовые породы, которые образуют слои в кровле сульфидных тел, реже в их подош-

ве. Обычная мощность таких слоев от 5—10 до 30—50 см и лишь на Талганском месторождении достигает 5—6 м. Длина их по простиранию от десятков до первых сотен метров. На флангах рудных залежей отмечено переслаивание сульфидных и кремнисто-гематитовых слоев, что свидетельствует о существовании окислительно-восстановительного перехода на границе зоны рудоотложения и морской среды [Колчеданные месторождения мира, 1979]. Распределены гематит-кремнистые породы в пределах рудных толщ, по имеющимся данным, локально, вблизи колчеданных залежей имеют повышенные содержания цветных металлов и бария ($n \cdot 10^{-2} - n \times 10^{-1}$%) и могут служить поисковым признаком на колчеданное оруденение [Методические рекомендации..., 1979]. Такое распределение характерно для зон, где колчеданные месторождения приурочены к вулканическим аппаратам центрального типа. В зонах с трещинным вулканизмом, свойственным рифтовым океаническим долинам, гематит-кремнистые породы имеют площадное развитие и являются аналогами железистых металлоносных осадков океанов. Наиболее детально они изучены в Мугоджарах [Зайков и др., 1984; История..., 1984], где залегают в основании кремнисто-базальтовой толщи и суммарная мощность сложенных ими тел достигает 10—15 м. Эндогенное происхождение пород, кроме петрохимических и петрографических признаков, доказывается геологическими наблюдениями. Во-первых, в основании отдельных линз и пластов отмечены воронкообразные зоны гематит-кремнистых метасоматитов по базальтам, которые фиксируют места выхода на дно гидротермальных растворов. Во-вторых, некоторые тела имеют холмообразную форму с поперечником 10—15 м, высотой 2—3 м. Слои яшм прилегают к склонам таких холмов, содержат обломки и желваки гематит-кремнистого состава.

Материал по химическому составу кремнисто-гематитовых пород позволяет наметить среди них две группы. В базальтовых и риолит-базальтовых комплексах по содержанию железа они образуют непрерывный ряд от 3—5 до 30—40% (Сибай, Учалы, Мугоджары, Блява). Для толщ базальт-андезит-дацит-риолитового состава в этих породах характерны содержания железа менее 15%. Это подтверждает заключение, данное ранее на основании анализа концентраций цветных металлов в вулканогенных породах, метасоматитах и рудах [Прокин, 1977; Колчеданные месторождения мира, 1979; Кривцов, Макеева, 1984], о том, что состав гидротермально-осадочных продуктов зависит от состава подстилающих толщ. Причиной такой зависимости является выщелачивание металлов из подрудных отложений циркулирующими в них конвективными гидротермальными системами.

Выводы. 1. Главными признаками захороненных придонных сульфидных построек на месторождениях уральского типа являются: а) холмообразная или бугристая кровля в сочетании с плоским основанием, под которым располагаются зоны прожилково-вкрапленной минерализации и жилообразные сульфидные тела; б) случаи опережающего роста сульфидного тела по отношению к вмещающим осадкам (рудокласты на флангах и в кровле залежей, обломочные породы сульфидного состава, примыкание пластов к склонам построек); в) сочетание массивных, брекчиевых, струйчатых и трубчатых текстур руд, слагающих центральную часть залежей, со слоистыми разностями на их флангах; г) наличие сульфидизированных остатков фауны, сходных с органогенными колониями в местах выхода гидротерм на морское дно, и повышенных содержаний фосфора в рудах; д) ассоциация с гематит-кремнистыми породами, сходными с железистыми металлоносными осадками современных океанических структур.

2. Представление о придонных сульфидных постройках развивает генетическую модель колчеданной формации, базирующуюся на концепции субмаринного гидротермально-осадочного рудообразования. Выявленные признаки построек снимают кажущееся противоречие между метасоматическим характером руд колчеданных месторождений уральского

типа и придонными условиями их отложения. В предшествующих разработках считалось, что гидротермально-осадочные руды в подавляющем большинстве случаев имеют слоистые текстуры и слагают тела пластовой и воронкообразной формы.

3. Анализ материалов по колчеданным, колчеданно-полиметаллическим и стратиформным полиметаллическим месторождениям дает основание полагать, что дальнейшие исследования по установлению первичной морфологии сульфидных залежей покажут широкое развитие придонных построек во многих рудных районах. Решение этой задачи будет иметь не только научное, но и практическое значение, поскольку повысит целенаправленность проведения геолого-разведочных и эксплуатационных работ.

ЛИТЕРАТУРА

Баранов Э. Н., Штейнберг А. Д., Карпухина В. С. Геолого-геохимические особенности формирования медноколчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов.— Фрунзе, 1985.— Ч. 2.— С. 177—179.

Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г., Пирожок П. И., Ширай Е. П. Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения // Сов. геология.— 1984.— № 3.— С. 25—34.

Жабин А. Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геология рудн. месторождений.— 1977.— № 1.— С. 51—69.

Зайков В. В., Зайкова Е. В., Кориневский В. Г. О возможных аналогах океанических металлоносных осадков и железо-марганцевых конкреций в силуре Южного Урала // Эволюция осадочного рудообразования в истории Земли.— М.: Наука, 1984.— С. 178—189.

Зайкова Е. В. Генетическая разнородность палеозойских кремнистых пород Западных Мугоджар // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 282, № 5.— С. 1206—1209.

Иванов С. Н. Опыт изучения геохимии и минералогии колчеданных месторождений.— Свердловск, 1947.— Т. 1: Сибайское месторождение.— 64 с.

Иванов С. Н. Введение // Колчеданные месторождения СССР.— М.: Наука, 1983.— С 3.—14.

История развития Уральского палеоокеана.— М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984.— 164 с.

Колчеданные месторождения мира.—М.: Недра, 1979.— 284 с.

Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование.— М.: Недра, 1979.— 168 с.

Кривцов А. И., Макеева И. Т. Итоги науки и техники. Рудные месторождения.— М.: ВИНИТИ, 1984.— Т. 14: Рудообразующие процессы.— 148 с.

Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана.— М.: Наука, 1973.— 277 с.

Методические рекомендации по поискам скрытых медноколчеданных месторождений на Урале.— Свердловск: Уральское геол. управление, 1979.— 248 с.

Океанология. Геология Океана. Геологическая история океана.— М.: Наука, 1980.— 206 с.

Попов В. Е., Краснов С. Г., Айнемер А. И., Черкашев Г. А. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО.— 1985.— Вып. 4, ч. 114.— С. 410—427.

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале.— М.: Недра, 1977.— 174 с.

Прокин В. А., Ярош П. Я., Рудницкий В. Ф. Модель формирования медноколчеданных месторождений уральского типа // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 2.— С. 102—108.

Среднепалеозойский вулканизм Башкирского Зауралья и связь с ним колчеданного оруденения.— Уфа: Ин-т геол. БФ АН СССР, 1983.— 115 с.

Смирнов В. И. Согласные и секущие границы рудных тел стратиформных рудных месторождений // Минеральные месторождения.— М.: Наука, 1976.— С. 5—19.

Типы рудных районов колчеданоносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана.— М.: ЦНИГРИ, 1973.— 214 с.

Chung Y., Finkel R., Kim K. Hydrothermal ^{210}Pb on the East Pacific Rise at 21°N // EOS.— 1981.— Vol. 62, N 45.— P. 913.

Gundlach U., Marchig V. Ocean Floor «Metalliferous Sediments» — Two Possibilities for Genesis // Ore Genesis. The State of the Art. Berlie e. a.— 1982.— P. 200—210.

Haymon R. M., Koski R. A., Sincler C. Fossils of hydrothermal vent worms from cretaceorous sulfide ores of the Samail ophiolite, Oman // Science.— 1984.— Vol. 203, N 4643.— P. 1407—1409.

Hekinian R., Fevrier M., Bischoff J. L. et al. Sulfide Deposits from the East Pacific Rise near 21°N // Science.— 1980.— Vol. 207, N 4438.—P. 1433—1444.

Hekinian R., Francheteau J., Renard V. et al. Intense hydrothermal activity at the axis of the East Pacific Rise near 13°N: submarsible withesses of growth of sulfide chemney // Marine Geophys. Res.— 1983.— Vol. 6, N 1.— P. 1—14.
Hutchinson R. W., Fyfe W. S., Kerrich R. Deep fluid penetration and ore deposition // Miner. Sci. Eng.— 1980.— N 12, Juli.— P. 107—120.
Liu Xiaoshaan, Zhou Schuzhi. Фаунистические остатки в сульфидных рудах стратифицированного полиметаллического месторождения Дабаошань, округ Цюйцзян, провинция Гуанцзы и их геологическое значение // Наньцзин дасюэ сюэбао. Цзыжань КЭСЮЭ, J. Nanjing, Univ. Natur. Sci. Ed.— 1984.— N 1.— P. 139—143.
Oudin E., Constantinon G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulfide deposits // Nature.— 1984.— Vol. 308, N 5957.— P. 349—353.

С. Г. Краснов, В. Е. Попов, Г. А. Черкашев

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СОВРЕМЕННОГО ОКЕАНСКОГО СУЛЬФИДНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Несмотря на небольшой срок, прошедший со времени сенсационной находки [Spiess et al., 1980] современных массивных сульфидных руд вблизи 21° с. ш. на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП), и естественные трудности изучения рудообразующих систем на глубинах 2—3 км под водой, концентрация усилий специалистов, использовавших широкий комплекс самых современных методов исследования и технических средств привела к значительным достижениям. К настоящему времени массивные сульфидные руды известны на дне Тихого океана не менее чем в 11 районах. Обнаружение их практически на всех участках океанических хребтов быстрого спрединга, где проводились достаточно детальные исследования, указывает на весьма широкое развитие руд в этих геологических обстановках. Впервые в пределах островной дуги образцы массивных сульфидных руд были подняты с вершины подводного вулкана Палинуро (Эоловы острова, Тирренское море [Minniti, Bonavia, 1984]). В подводных частях островных дуг известны и другие проявления гидротермальной минерализации, в том числе сульфидной. Десятки точек с вкрапленно-прожилковым сульфидным оруденением в базальтах обнаружены на рифтовых океанических хребтах (главным образом — Срединно-Атлантическом и Аравийско-Индийском), а также вскрыты глубоководным бурением в разрезе океанической коры [Черкашев и др., 1985].

Геологические условия размещения рудных залежей, связь их с тектоникой, вулканизмом, рельефом дна рассмотрены во многих работах [Fyfe, Lonsdale, 1981: Rona, 1984; Попов и др., 1985; и др.]. Минералогия и структурно-текстурные характеристики руд описаны по результатам изучения отдельных образцов [Haymon, Kastner, 1981], данные по изменчивости состава руд и внутреннему строению рудных тел пока полностью отсутствуют. В ряде работ проведены сопоставления между современными океанскими сульфидными рудами и древними колчеданами, находящимися на суше [Oudin et al., 1981; Malahoff, 1982; Попов и др., 1985; и др.]. Аналогии между разрезами офиолитовых комплексов и разрезами океанической коры, между конкретными тектоническими позициями современных и древних руд, сходство структур и минеральных ассоциаций руд дают основания для сопоставления условий формирования современного оруденения в Тихом океане и оруденения кипрского типа в офиолитах. Общепризнанное отнесение большинства офиолитов к обдуцированным образованиям древних зон окраинно-океанического (тылового по отношению к островным дугам) спрединга [Coleman, 1984; Кепежинскас, 1984] не меняет существа дела: действующие в этих обста-

новках геологические механизмы, видимо, достаточно сходны с таковыми срединно-океанических хребтов. Дополнительное подтверждение правомерности аналогии получено недавно с открытием в рудах Омана остатков фауны, характерной только для гидротермальных «оазисов» в океане [Haymon et al., 1984].

Упомянутые геологические данные наряду с результатами экспериментов [Bischoff, Dickson, 1975; и др.] позволили построить и достаточно детально обосновать модель современного океанического гидротермального рудообразования [Edmond et al., 1979a, b; Кронен, 1983; Rona, 1984]. Возможность прямого наблюдения описываемых ею процессов делает эту модель особенно убедительной. Цель настоящей работы состоит в том, чтобы определить, какие выявленные закономерности формирования современных океанских сульфидных руд могут иметь более общее значение и применимы для разработки генетических моделей древних колчеданных месторождений.

1. Рудообразующим флюидом, формирующим сульфиды в рифтовых зонах Тихого океана, а также в некоторых окраинно-океанических обстановках (табл. 1), является морская вода, измененная в результате взаимодействия с нагретыми базальтами. Главнейшими направлениями изменений являются исчезновение из воды сульфат-иона и Mg, появление H_2S резкое повышение содержаний ряда щелочных и щелочно-земельных, а также тяжелых металлов [Edmond et al., 1979a, b; Michard et al., 1984]. В результате вода превращается в слабокислый (pH порядка 3—6) восстановительный флюид. Изменения морской воды, соответствующие наблюдавшимся в природе, еще до открытия океанских гидротермальных систем моделировались в лабораторных экспериментах по взаимодействию базальт — вода [Bischoff, Dickson, 1975]. Первично морская природа воды, производившей гидротермальные изменения в океанической коре, доказывается исследованиями изотопии кислорода. Аналогичные результаты получены при изотопных исследованиях зеленокаменных пород офиолитовых комплексов [Elthon, 1981]. В частных случаях гидротермы могут приобретать рассольный характер. В настоя-

Таблица 1

Характеристика некоторых океанических гидротерм, формирующихся на основе морской воды (по данным [Michard et al., 1984; Edmond et al., 1982; Chase et al., 1985; и др.]) (содержание компонентов в водах — в мг/л)

Компонент	Гидротермальные системы						Морская вода
	Глубоководные				Прибрежные		
	ВТП 21° с.ш.*	ВТП 13° с.ш.*	Калифорнийский залив, впадина Гуаймас	хр. Хуан-де-Фука, 46° с.ш.	п-ов Пунта-Банда** (Калифорния)	п-ов Рейкьянес (Исландия)	
Na	11 000	12 900	— ***	—	5 200	11 150	10 800
K	1 000	1 150	1 950	—	410	1 715	400
Mg	0	0	—	1185,6	80	1,4	1 300
Ca	650	2 200	1 600	444	1 600	1 720	400
Mn	34	55	10	1,52	830	—	$3 \cdot 10^{-4}$
Fe	100	80	5	0,15	830	0,3	$6 \cdot 10^{-5}$
Cl	17 000	26 200	22 700	18 880	10 800	22 700	19 350
SO_4	0	0	—	1 660	350	30	2 700
H_2S	260	—	200	11,2	0,7	—	0
SiO_2	1 060	1 320	750	64,6	160	630	6
pH при 25°C	3,4	3,8	5,9	6,2	6,1	—	8

* Содержания компонентов реставрированы по результатам анализа смеси гидротерм с природной водой.
** Вероятна примесь метеорных вод.
*** Прочерк в таблице означает отсутствие данных.

щее время доказано [Кронен, 1983], что основой высокоминерализованных гидротерм Красного моря является морская вода, взаимодействовавшая с миоценовыми эвапоритами.

Абсолютное преобладание в океанских рудообразующих гидротермах морской воды отвечает общей закономерности, согласно которой основой всех известных на Земле гидротерм являются воды поверхностного происхождения [Басков, Суриков, 1975; Геохимия..., 1982]. Они могут содержать примесь магматических вод, значимую, однако, лишь при дефиците поверхностных вод в гидротермальной системе. Естественно, что в обстановке избытка океанской воды, при выплавлении магм из «сухой» океанической мантии [Геофизика океана, 1979] ожидать существенной примеси ювенильных флюидов не приходится. На островодужных условиях рудообразования, где магмы могут содержать ~2,5% воды [Taylor et al., 1983], этот вывод не может быть экстраполирован в столь категоричной форме, хотя морская вода там также преобладает над ювенильной.

2. Главным источником рудных элементов в залежах океанических хребтов являются молодые базальты океанической коры, выщелачиваемые конвективно циркулирующей морской водой. Реальность конвекции, предсказанной на основании данных изучения теплового потока [Lister, 1972] еще до открытия океанских гидротерм, подтверждается зафиксированным в скважинах глубоководного бурения падением давления ниже гидростатического [Anderson et al., 1982]. Изотопные данные по Sr [Vidal, Clauer, 1981] и Pb [Brevart et al., 1981] не противоречат концепции выщелачивания. В экспериментах по взаимодействию базальт — вода [Bischoff, Dickson, 1975; и др.] при выносе из базальта рудных элементов происходило изменение их минерального состава в направлении зеленокаменных преобразований (девитрификация, альбитизация плагиоклазов, хлоритизация темноцветных минералов и т. д.). Водный гидроксилсульфат Mg (каминит), полученный в ходе этих экспериментов, был открыт позже и в океанских сульфидных рудах [Haymon, Kastner, 1981].

При зеленокаменных изменениях, обнаруживаемых в океанских базальтах, фиксируется вынос из пород Cu, Sr, менее четко — Ca, Si, B, Li, Zn, Mn, Fe, Co [Humphris, Thompson, 1978; Fyfe, Lonsdale, 1981], хотя неоднократное переотложение рудного вещества на путях миграции вод за счет локальных перепадов физико-химических условий «смазывает» результирующую картину процесса.

Надежно установленная в последние годы связь зеленокаменных изменений базальтов, происходящих вблизи осей рифтовых хребтов и распространяющихся за счет спрединга на всю площадь океанской коры, с воздействием гидротерм [Lister, 1972; Elthon, 1981; Fyfe, Lonsdale, 1981] позволяет говорить о принципиальной общности процессов, приводящих к океанскому региональному метаморфизму и к околорудным изменениям пород. Как источник металлов рудных залежей рифтовых зон океана может рассматриваться вся толща коры над магматическим очагом (мощностью, по геофизическим данным, от 1 до 3 км [Macdonald, 1981]), в которой идет гидротермальная конвекция, а не только околорудная зона (см. рисунок). Это обстоятельство ослабляет остроту вопроса о количественном аспекте заимствования вещества из вмещающих пород, который еще в сравнительно недавнем прошлом был камнем преткновения для концепции рециклинга [Генезис..., 1968]. С аналогичных позиций рассматривается в последнее время и происхождение рудного вещества древних колчеданных месторождений [Кривцов, 1981].

3. В весьма сходных геологических условиях возможно формирование в океане массивных сульфидных руд, отличающихся резко различными соотношениями Cu и Zn (порядка 20 : 1 для Галапагосского хребта; 1 : 50 для хр. Хуан-де-Фука и ВТП вблизи 21° с. ш.) (табл. 2). Этим подтверждается правомерность наметившейся в последнее время тенденции

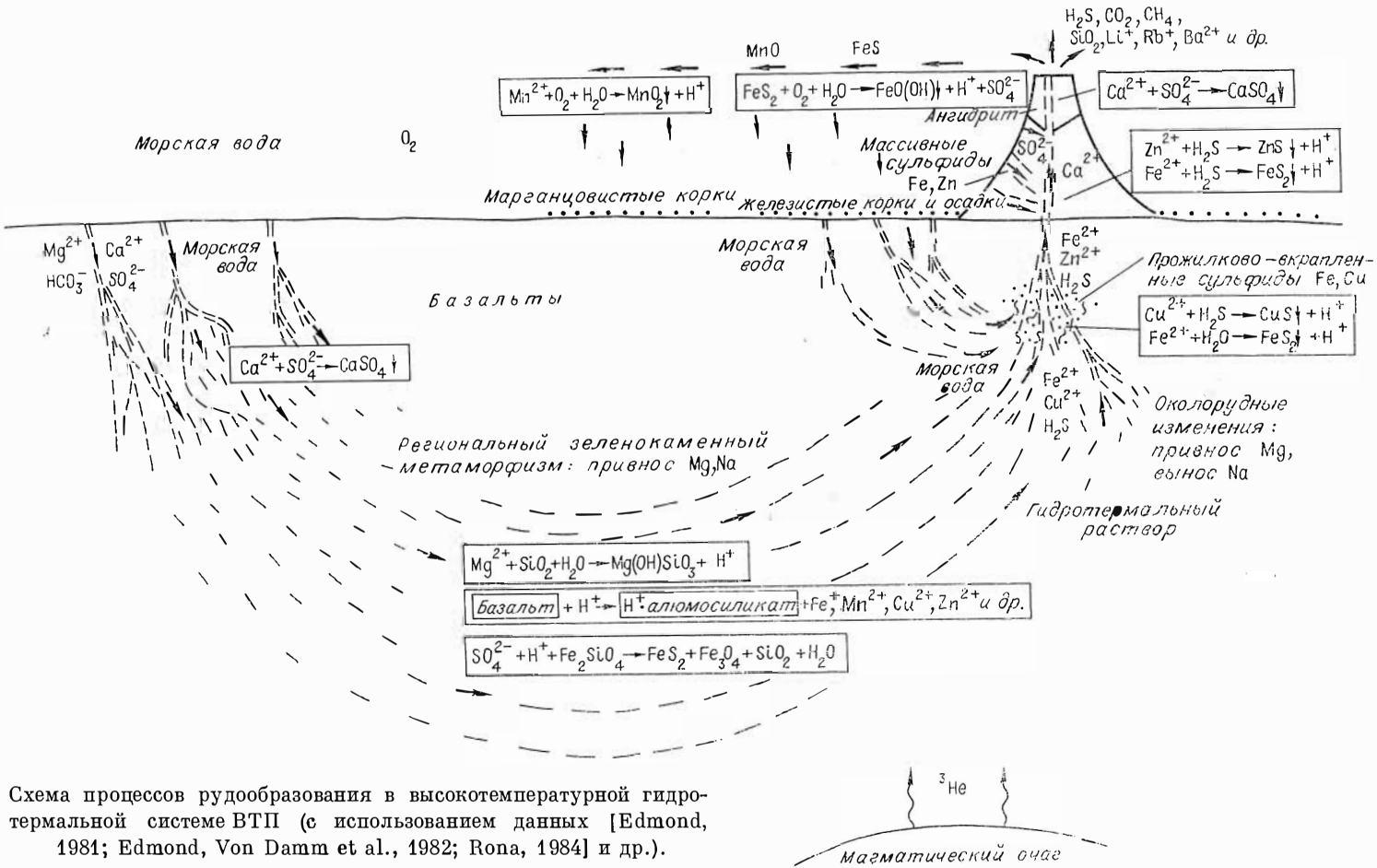


Схема процессов рудообразования в высокотемпературной гидротермальной системе ВТП (с использованием данных [Edmond, 1981; Edmond, Von Damm et al., 1982; Rona, 1984] и др.).

Таблица 2

Химический состав современных сульфидных руд океана (по данным [Bischoff et al., 1983; Rona, 1984; Minniti, Bonavia, 1984; и др.])

Компонент	Массивные руды				Прожилково-вкрапленные руды		
	Океанические рифты			Островные дуги	Океанические рифты		Островные дуги
	ВТП 21° с.ш.	Хр. Хуан-де-Фука, 45° с.ш.	Галапагосский хребет, 86° з.д.	влк. Палинуро (Эоловы острова)	Срединно-Атлантический хребет, 0°	Аравийско-Индийский хребет, 5° ю.ш.	влк. Волкано (Липарские острова)
SiO_2, %	0,5—19	1,5—11,3	<0,1	—	12—38	—	—
Al_2O_3, %	0,11—0,77	0,06—0,15	<0,06	—	1,6—7,6	10,1	—
S, %	31,3—39,7	32,6—48,3	52,2	40,5	—	—	⩽24
Fe, %	14,7—26,2	2,19—41,4	44,1	32,15	⩾29	5	⩽20,2
Zn, %	20,3—41,8	2,27—61,0	0,14	0,028	0,008—0,022	0,4	⩽0,06
Cu, %	0,23—1,3	0,04—0,35	4,98	2,24	0,004—0,059	>5	⩽0,009
Pb, г/т	700—6100	2000—3000	<700	180	—	40	⩽100
Ag, г/т	34—241	15—290	<10	220	—	40	—
Ba, г/т	65—6030	19—1200	16	58 000	35—220	—	—
Co, г/т	2—6	1,2—24	482	—	27—75	400	⩽110
Mn, г/т	91—570	90—2100	140	—	500—1900	6000	960
Ni, г/т	2—5	<8	3,1	—	90—270	30	110

Примечание. Прочерк в таблице означает отсутствие данных.

объединения в одну группу колчеданных руд Cu и Cu — Zn специализации [Франклин и др., 1984]. Соотношение в рудах Fe, Cu и Zn интерпретируется как следствие различной степени подповерхностного разбавления гидротерм вблизи выхода на дно холодной водой, определяющего их конечную температуру при рудообразовании, в момент попадания в водную толщу [Edmond et al., 1979a, b]. Температура гидротерм, формирующих руды Cu специализации, оценивается в ~380°С,

Тектонические обстановки гидротермальной деятельности и рудообразования в сов

ваны данные [Колчеданные месторождения мира, 1979; История ..., 1984; Митчелл,

Тектонические обстановки	Континентальные плиты		Границы плит		
			Дивергентные		Конвергентные
	Трансформные разломы на континентальной коре	Рифтовые зоны			
		Внутриконтинентальные	Межконтинентальные	Океанические	Тыловые
Современные гидротермы и оруденение	Пунта-Банда (Калифорния, США)	Джубат-аль-Хараб (рифт Афар, Эфиопия)	Красное море, Калифорнийский залив	ВТП, Срединно-Атлантический хребет	Марианский трог
Древние колчеданные руды	Жайрем (Казахстан, СССР) Сулливан (Канада)		Пинар-дель-Рио (Куба)	?	Тродос (Кипр); Бетс-Ков (Ньюфаундленд, Канада)

Примечание. Подчеркнуты названия районов современного сульфидного рудообра

замеренная температура растворов при образовании руд Zn — 320—350°С [Edmond et al., 1982]. При образовании на поверхности дна массивных руд Zn отложение сульфидов Cu происходит в штокверках в толще базальтов. При сильной нарушенности осевых частей хребтов разломами, что типично для зон медленного спрединга (Срединно-Атлантический, Аравийско-Индийский хребты), степень подповерхностного разбавления гидротерм весьма велика. В этих условиях отложение сульфидов происходит только в штокверках, а на поверхности из «отработанных» растворов формируются металлоносные осадки и корки с силикатно-гидроокисным составом рудной фазы [Rona, 1984].

4. Данные по океанским гидротермам, как и по изученным гидротермам суши [Басков, Суриков, 1975; Henley, Ellis, 1983], показывают, что процессы рудообразования не обязательно связаны с предельно высокими содержаниями металлов в рудообразующих растворах, а определяются главным образом спецификой условий рудоотложения. Формирование руд в океане в областях развития «обычных» толеитовых базальтов в сочетании с экспериментальными данными подтверждает высказывавшееся ранее [Геохимия..., 1982] положение о том, что первичное обогащение выщелачиваемых пород субстрата не является условием рудообразования как такового. В то же время некоторые особенности состава руд зависят от соотношения рудных элементов в субстрате. Даже имеющиеся отрывочные данные по сульфидным рудопроявлениям окраинных зон Тихого океана, где преобладают породы андезитоидных формаций, показывают, что отношение Pb/Cu + Zn, составляющее обычно в рудопроявлениях срединно-океанических хребтов 1 : 100 и меньше, здесь увеличивается до 1 : 10 [Попов и др., 1984]. Таким образом, для современного рудообразования характерна та же, что и для древнего [Колчеданные месторождения мира, 1979; Франклин и др., 1984], тенденция увеличения относительного содержания Pb в рудах с переходом от базальтоидных к андезитоидным формациям.

Известно, что распределение Cu, Zn и Pb в древних колчеданных рудах примерно соответствует их распределению во вмещающих породах [Рокачев и др., 1978]. Обобщение данных по геохимии современных океанских массивных сульфидных руд показало, что порядок отношений

Таблица 3

ременном океане и древнего субмаринного колчеданного рудообразования (использо-Гарсон, 1984; Кронен, 1983; Rona, 1984; Франклин и др., 1984])

			Океанические плиты	
(океанические окраины)		Трансформные разломы на океанической коре		«Горячие точки»
Тыловые зоны островных дуг в окраинных морях	Островные дуги	Активные участки	Пассивные участки	
Тыловая зона Курильской дуги (за о. Парамушир)	влк. Палинуро (Тирренское море, Италия); влк. Каруа (Новые Гебриды)	Разлом Вима (Атлантический океан)	Разлом Кларион (Тихий океан)	влк. Лопхи (Гавайи)
Сумаиль (Оман); Мугоджары (Южный Урал, СССР)	Куроко (Япония); Боттл-Лейк (Канада)	?		Седбери (Канада)

зования.

содержаний в рудах и подстилающих базальтах выдерживается для большинства рудных элементов, у которых можно ожидать черты сходства в поведении при воздействии на породу гидротермальных растворов — Zn, Cu, Pb, Cd, Ag [Bischoff et al., 1983].

Для понимания генезиса руд, связанных с андезитоидными формациями, существенно отметить, что эксперименты по выщелачиванию средних и кислых пород дали результаты, в принципе аналогичные результатам экспериментов с базальтами [Henley, Ellis, 1983]. В сочетании со всем сказанным в пункте 4 это свидетельствует в пользу вероятного принципиального сходства процессов рудообразования в островодужных зонах с рифтовыми. Соответствующие модели, вполне согласующиеся с современными данными по рудообразованию в океанах, хорошо известны, например, для древних руд Куроко [Ohmoto, Rye, 1974].

5. Главным фактором, предопределяющим возможность развития океанских рудообразующих систем, является наличие источника тепла, которым может быть только неглубоко залегающий магматический очаг [Cann, Strens, 1982]. Известно, что «живые» магматические очаги существуют практически подо всеми гидротермальными системами суши [Henley, Ellis, 1983]. Второй фактор — наличие минерализованного исходного раствора — морской воды. Теоретические исследования и экспериментальные работы показывают, что соленость — один из основных параметров растворов, определяющих их возможности в выщелачивании и переносе рудных компонентов [Геохимия..., 1982]. Кроме того, принципиальное значение имеет наличие в морской воде иона Mg^{2+}, обусловливающее ее раскисление при высокотемпературных взаимодействиях с породами за счет отложения магниевых соединений, содержащих гидроксильные группы (сепиолит, каминит и др.) [Fyfe, Lonsdale, 1981].

Океанские рудообразующие гидротермы дают реальное доказательство теоретически обоснованной [Геохимия..., 1982] возможности совместного переноса металлов и S в кислом высокотемпературном флюиде. Источником S могут быть, по изотопным данным [Spiess et al., 1980], как восстанавливаемый Fe^{2+} сульфат морской воды, так и сульфиды базальтов.

6. Требование наличия активных близповерхностных магматических очагов определяет набор тектонических обстановок возможного рудообразования, перечисленных в табл. 3. В той же таблице приведены примеры современных гидротермальных проявлений, известных в каждой из этих обстановок, и древних колчеданных руд, которые с различной долей вероятности можно отнести к соответствующим палеообстановкам. В таблицу включены и те современные обстановки, в которых сульфидное оруденение в океане пока не известно, но обнаружена современная гидротермальная активность.

Достоверные древние аналоги могут быть в большинстве случаев указаны лишь для обстановок, связанных с конвергентными границами плит. Видимо, руды этих обстановок имеют наибольшую вероятность попадания в разрезы континентальной коры и сохранения в геологической истории. Кроме традиционно выделяемых обстановок тылового спрединга (кипрский тип) и островных дуг («тип Куроко» по зарубежной терминологии) [Malahoff, 1982] мы, вслед за Л. П. Зоненшайном и др. [История..., 1984], выделяем промежуточную обстановку рудообразования, связанную с вулканизмом, наложенным на кору океанического типа в тыловых зонах островных дуг. Можно предполагать, что связь колчеданных руд с проявлениями кислого вулканизма в пределах офиолитовых комплексов наилучшим образом отвечает именно таким обстановкам формирования. Цепочки вулканов, в том числе сложенных кислыми лавами, выделяемые в тылу Курильской дуги [Авдейко, Краснов, 1985], в рамках такой модели могут быть сопоставлены с цепочками рудоносных вулканических построек офиолитов Сумаиль в Омане [Митчелл, Гарсон, 1984].

Начало активного изучения гидротермального рудообразования знаменует новый этап морских геологических исследований. Широкое применение данных морской геологии для актуалистических реконструкций в литологии, начатое в нашей стране по инициативе Н. М. Страхова, позволило к настоящему времени существенно уточнить условия формирования древних осадочных толщ. Поскольку формирование значительной части рудных месторождений суши связано с древними морскими бассейнами, можно ожидать, что актуалистический подход «со стороны моря», ставший уже привычным для литологов, окажется плодотворным и в геологии рудных месторождений.

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.

Басков Е. А., Сурков С. Н. Гидротермы тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1975.— 172 с.

Генезис эндогенных рудных месторождений.— М.: Недра, 1968.— 719 с.

Геофизика океана. Сер. Океанология.— М.: Наука, 1979.— Т. 2.: Геодинамика.— 273 с.

Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.— 624 с.

История развития Уральского палеоокеана.— М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1984.— 164 с.

Кепежинскас В. В. Известково-щелочные параллельные дайки офиолитов как признаки интрадугового спрединга // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 278, № 3.— С. 700—703.

Колчеданные месторождения мира.— М.: Недра, 1979.— 284 с.

Кривцов А. И. Количественные аспекты проблемы источников вещества рудных месторождений // Геология рудн. месторождений.— 1981.— Т. XXIII, № 5.— С. 3—18.

Кронен Д. Подводные минеральные месторождения.— М.: Мир, 1983.— 390 с.

Митчелл А., Гарсон М. Тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.— 496 с.

Попов В. Е., Краснов С. Г., Айнемер А. И. Геохимические особенности сульфидных руд океана // Геохимия донных образований Мирового океана.— Л.: Севморгеология, 1984.— С. 57—67.

Попов В. Е., Краснов С. Г., Айнемер А. И., Черкашев Г. А. Современные вулканогенно-осадочные сульфидные руды и их древние аналоги // Зап. ВМО.— 1985.— Т. 114, вып. 4.— С. 410—427.

Рокачев С. А., Иванов С. Н., Ковальчук А. И. Особенности колчеданных месторождений, залегающих в разных типах земной коры // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1978.— Т. 12.— С. 112—117.

Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудн. месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 2.— С. 39—252.

Черкашев Г. А., Краснов С. Г., Егиазаров Б. Х. и др. Гидротермально-осадочные и гидротермальные рудные образования в Мировом океане.— М., 1985.— 60 с. (Обзор ВИЭМС).

Anderson R. N., Honnorer J., Becker K. et al. DSDP Hole 504 B, the first reference section over 1 km througt Layer 2 of the oceanic crust // Nature.— 1982.— Vol. 300.— P. 589—594.

Bishoff J. L., Dickson F. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bars: implication for the origins of sea floor heavy metal deposits and regulation of seawater chemistry // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1975.— Vol. 25, N 3.— P. 385—397.

Bischoff J. L., Rosenbauer R. J., Aruscavage P. J. et al. Sea-Floor massive sulfide deposits from 21°N, East Pacific Rise; Juan de Fuca Ridge and Galapagos Rift: bulk chemical composition and economic implications // Econ. Geol.— 1983.— Vol. 78, N 8.— P. 1711—1720.

Brevart O., Dupre B., Allegre C. J. Metallogenesis at spreading centres: lead isotope systematics for sulfides, manganeserich crusts, basalts and sediments from the Cyamex and Alvin areas (East Pacific Rise) // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 5.— P. 1205—1210.

Cann J. R., Strens M. R. Black smokers fuelled by freezing magma // Nature.— 1982.— Vol. 298, N 5870.— P. 147—149.

Chase R. L., Delaney J. R., Karsten J. L. et al. Hydrothermal vents on an axis seamount of the Juan de Fuca ridge // Nature.— 1985.— Vol. 313, N 5999.— P. 212—214.

Coleman R. G. The diversity of ophiolites // Geol. en mijnbouw.— 1984.— Vol. 63, N 2.— P. 141—150.

Edmond J. M., Measures C., Mangum B. et al. On the formation of metal-rich deposits at ridge crests // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1979a.— Vol. 46, N 1.— P. 19—30.
Edmond J. M., Measures C., McDuff R. E. et al. Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1979b.— Vol. 46, N 1.— P. 1—18.
Edmond J. M., von Damm K. L., McDuff R. E. et al. Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal // Nature.— 1982.— Vol. 297, N 5863.— P. 187—191.
Elthon D. Metamorphism in oceanic spreading centers // The oceanic lithosphere.— N. Y. e. a.: John Wiley and Sons, 1981.— P. 258—303. (The Sea; Vol. 7).
Fyfe W. S., Lonsdale P. Ocean floor hydrothermal activity // The oceanic lithosphere.— N. Y. e. a.: John Wiley and Sons, 1981.— P. 589—638. (The Sea; Vol. 7).
Haymon R. M., Kastner M. Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21°N: preliminary description of mineralogy and genesis // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1981.— Vol. 53, N 3.— P. 363—381.
Haymon R. M., Koski R. A., Sinclair C. Fossils of hydrothermal vent worms from cretacerous sulfide ores of the Samail ophiolite, Oman // Science.— 1984.— Vol. 223, N 4643.— P. 1407—1409.
Henley R. W., Ellis A. J. Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review // Earth Science Reviews.— 1983.— Vol. 19, N 1.— P. 1—50.
Humphris S. E., Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1978.— Vol. 42, N 1.— P. 127-137.
Lister C. R. B. On the Thermal balance of a Mid-ocean ridge // Geophys. J. Roy Astron. Soc.— 1972.— Vol. 26.— P. 515—535.
Macdonald K. C. Geophysical observations in an active hydrothermal area; the EPR at 21°N // EOS.— 1981.— Vol. 62, N 45.— P. 912.
Malahoff A. A comparison of the massive sybmarine polimetallic sulfides of the Galapagos rift with some continental deposits // MTS Journ.— 1982.— Vol. 16, N 3.— P. 39—45.
Michard G., Albarede F., Michard A. et al. Chemistry of solutions from the 13° N East Pacific Rise hydrothermal site // EPSL.— 1984.— Vol. 67.— P. 297—307.
Minniti M., Bonavia F. F. Copper-ore grade hydrothermal mineralization discovered in a seamount in the Tyrrhenian sea (Mediterranean): is the mineralization related to porphyrycopper or to base metal lodes? // Mar. Geol.— 1984.— Vol. 59, N 1/4.— P. 271—282.
Ohmoto H., Rye R. O. Hydrogen and oxygen isotopic composition in fluid inclusions in the Kuroko deposits, Japan // Econ. Geol.— 1974.— Vol. 69.— P. 947—953.
Oudin E., Picot P., Pouit G. Comparison of sulfide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus // Nature.— 1981.— Vol. 291, N 5814.— P. 404—407.
Rona P. A. Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centers // Earth Science Reviewes.— 1984.— Vol. 20, N 1.— 104 p.
Spiess F. N., Macdonald K. C., Atwater T. et al. East Pacific Rise: Hot springs and geophysical experiments // Science.— 1980.— Vol. 207, N 4438.— P. 1421—1433.
Taylor B. E., Eichelberger J. C., Westrich H. R. Hydrogen isotopic evidence of rhyolitic magma degassing during shallow intrusion and eruption // Nature.— 1983.— Vol. 306, N 5943.— P. 541—545.
Vidal Ph., Clauer N. Pb and Sr isotopic systematics of some basalts and sulfides from the East Pacific Rise at 21°N (project RITA) // Earth and Planet. Sci. Lett.— 1981.— Vol. 55.— P. 237—246.

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**Ю. Г. Сафонов, А. Д. Генкин,
В. Б. Наумов, И. В. Чернышев**

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЖИЛЬНЫХ КВАРЦ-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИЙСКИХ ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ ТРОГАХ

Жильные кварц-золоторудные месторождения являются одними из наиболее характерных для зеленокаменных поясов древних платформ наряду с золото-сульфидно-карбонатными типами Калгурли, золото-хлорит-сульфидными типами Хоумстейк. Эти месторождения часто от-

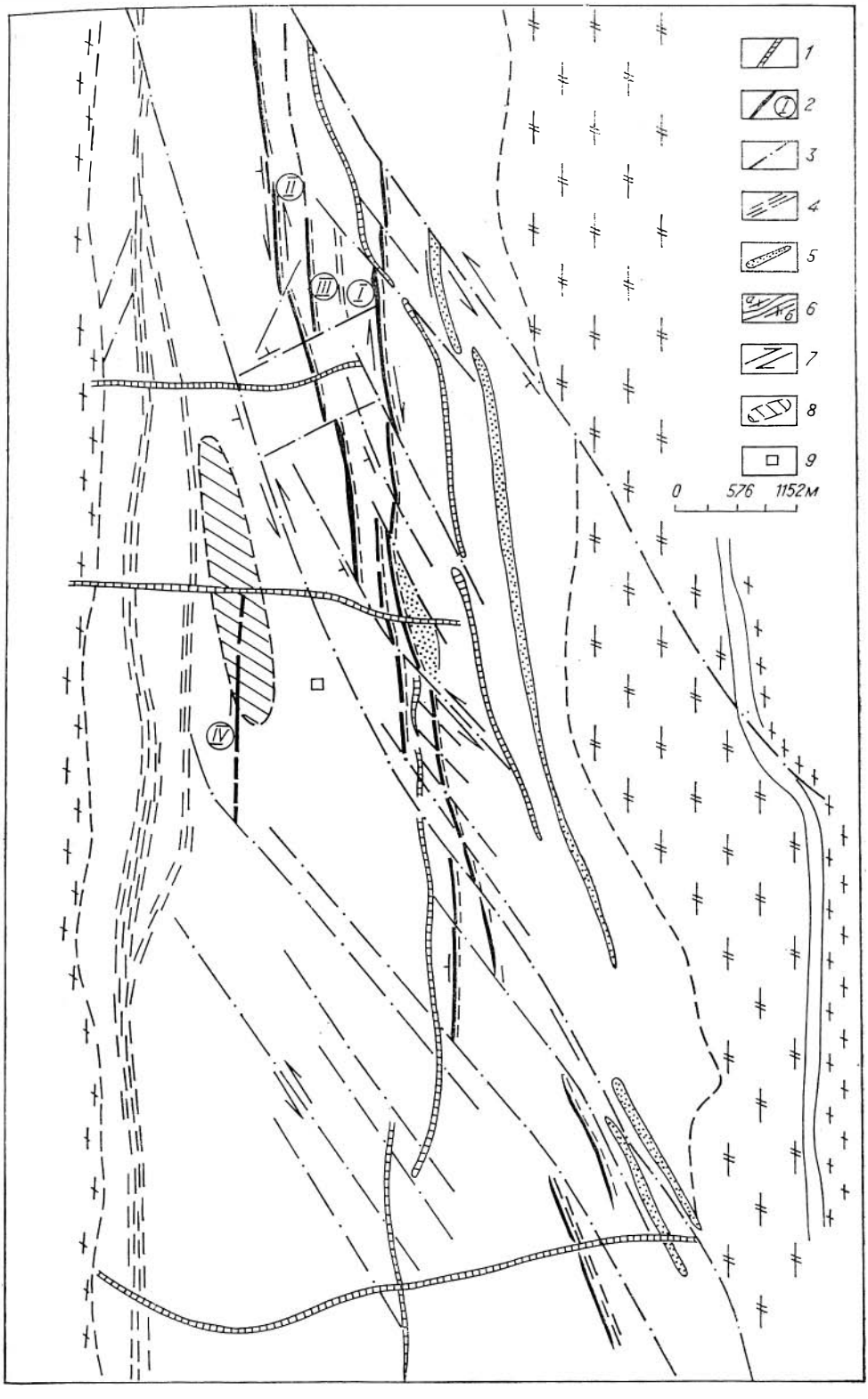


Рис. 1. Структурная схема Коларского рудного поля. Составлена с использованием данных индийских исследователей.

1 — дайки долеритов; *2* — рудоносные зоны (I — Чемпион риф, II — Ориенталь, III — Мак Тэгарт, IV — Новый риф); *3* — разломы; *4* — зоны скалывания — смятия; *5* — зернистые амфиболиты (метагаббро?) среди нерасчлененных амфиболитов; *6* — гранито-гнейсы (*а* — Пенинсула, *б* — Чемпион); *7* — направление перемещений по тектоническим нарушениям; *8* — проекция вероятной зоны поступления рудоносных растворов на глубине 3,5 км; *9* — шахта Гиффорд.

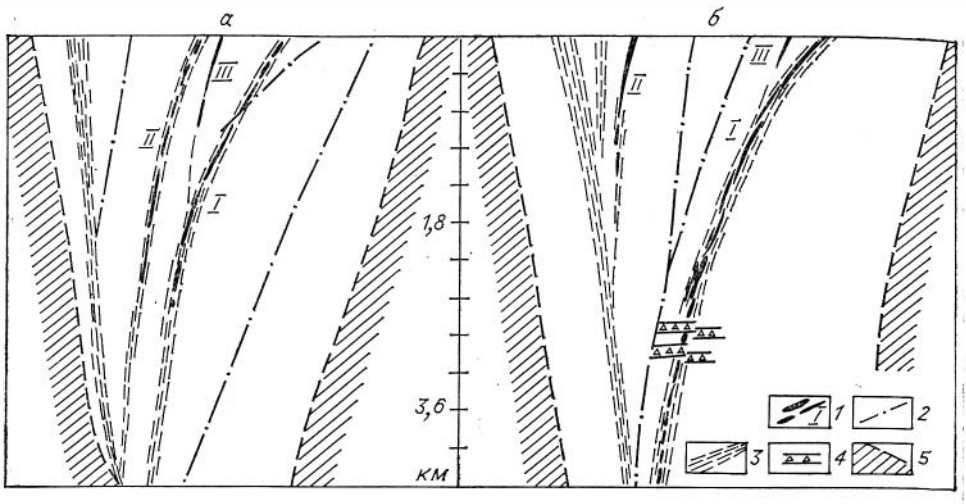


Рис. 2. Схематические разрезы Северного (*а*) и Центрального (*б*) участков Коларского рудного поля.

1 — рудные зоны (I — Чемпион риф, II — Ориенталь, III — Мак Тэгарт); *2*— разломы; *3* — зоны скалывания — смятия; *4* — тела пегматитов; *5* — амфиболиты.

носятся к метаморфогенным, с различными вариантами размещения областей выноса и отложения золота и других рудных компонентов.

Исследования последних лет, проведенные авторами статьи совместно с индийскими учеными в золоторудном поле Колар, приводят нас к выводу о магматогенной природе развитой здесь рудной минерализации. Комплексный характер работ позволяет предложить обобщенную генетическую модель формирования подобных месторождений, обладающих, как будет показано, определенными типоморфными признаками. Наличие в Восточном блоке Дарварского кратона ряда сходных по геологическому строению и минерализации месторождений золота позволяет выделять коларский тип месторождений, представленный и в других докембрийских золоторудных провинциях [Сафонов и др., 1983].

Геолого-структурное содержание модели. Коларское рудное поле приурочено к узкому поясу амфиболитов архея, располагающемуся среди гранито-гнейсов, и по своей структуре может рассматриваться как тектонический блок, ограниченный крутопадающими диагональными разломами (рис. 1) [Narayanaswami et al., 1960; Сафонов и др., 1982]. Основная золоторудная минерализация сконцентрирована в протяженной (около 8 км) зоне скалывания, известной под названием Чемпион риф. Золоторудные тела представлены также в субпараллельных менее выдержанных зонах скалывания — Мак Тэгарт, Ориенталь, Новый риф и др. Падение рудоносных зон в целом крутое (рис. 2): на верхних горизонтах падение зоны Чемпион риф составляло около 40°, с глубины примерно в 1 км — более 60°, а на глубоких горизонтах (ниже 2 км) — 80° и круче. Другие зоны относятся к крутопадающим. Прямых данных о соотношениях различных рудоконтролирующих зон нет, но различия в их залегании позволяют отнести их к автономно развивавшимся элементам одного порядка, в различной степени тектонически проработанным, занимавшим различную геологическую позицию и неодинаково минерализованным.

Для понимания механизма миграции растворов важны данные о строении рудоносных зон скалывания. В их пределах амфиболиты интенсивно рассланцованы, смяты. Складчатый контроль кварцево-жильной минерализации не подтверждается [Сафонов и др., 1982]. Мелкие складки относятся к внутриразломным, на верхних горизонтах, как показал еще Т. Прайер, типичными были сочленения сколов (рис. 3). Их

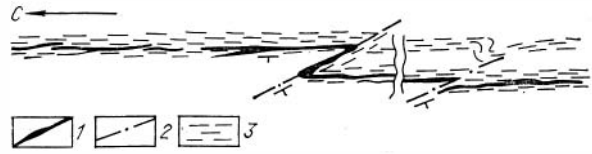


Рис. 3. Модель строения рудной зоны Чемпион риф.
1 — кварц-золоторудные тела; *2* — разломы; *3* — зона скалывания — смятия.

роль в локализации оруденения с глубиной уменьшается. Крутое нырняние осей складок, как и размещение раздувов кварцевых тел, увязывается со сдвиговыми, взбросо-сдвиговыми перемещениями крыльев рудоносных зон; чисто сдвиговые перемещения преобладали на нижних горизонтах.

Характерная особенность рудного поля — совмещение рудного вертикального диапазона с интервалом распространения двуслюдяных пегматитов в виде полого- и крутопадающих тел, в том числе залегающих в пределах рудоносных зон на самых глубоких горизонтах месторождения, т. е. на глубинах 3000—3250 м (рис. 4). Соотношения рудных тел с пегматитами мы охарактеризуем позже. Также примечательной особенностью месторождения являются дайки долеритов, субсогласные и поперечные. Следует подчеркнуть лишь одну черту залегания последних — падение их к центральной части рудного поля. На вертикальной проекции рудной зоны Чемпион риф это видно отчетливо. Здесь также хорошо видно склонение рудных столбов к центральной части, хотя они в значительной мере подчиняются линии пересечения зоны скалывания диагональным Майсурским разломом. На глубине около 3 км отрисовывается область входа в возможную структурно-гидродинамическую систему, в пределах которой осуществлялась основная миграция рудоносных растворов. В проекции на горизонтальную плоскость эта область воспринимается как весьма локализованная, с длинной осью в первые сотни метров, тогда как фронтальная часть системы на уровне дневной поверхности имеет протяженность более 8 км [Сафонов и др., 1982].

Для понимания структурно-петрофизической обстановки рудообразования необходимо также отметить, что основным локализатором золота служил кварц. Его специфическая окраска — серая, голубоватая, коричневая — объясняется метасоматической природой. Темноокрашенный кварц преобладал на верхних горизонтах, на средних он часто осветлен; на нижних горизонтах в основом наблюдается осветленный кварц с реликтовой полосчатостью, а также массивный белый или прозрачный, перекристаллизованный. На рис. 5, *а* показан рудоносный кварц место-

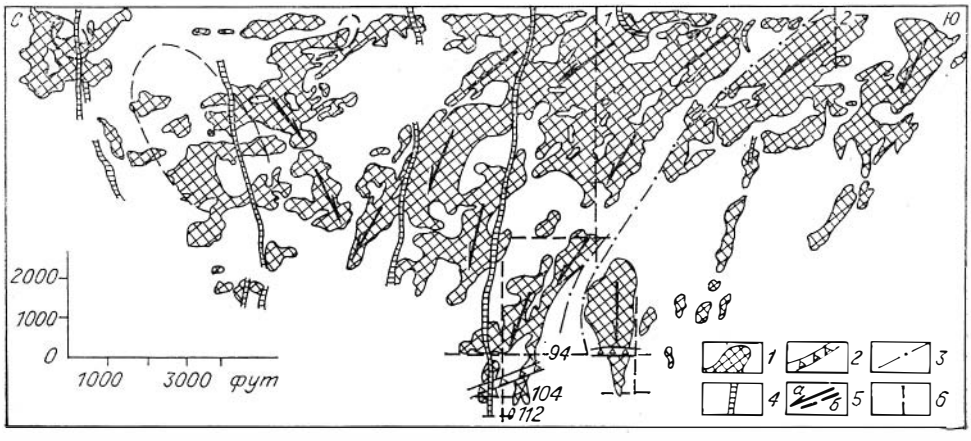


Рис. 4. Вертикальная проекция рудной зоны Чемпион риф. По данным рудничной службы с дополнениями.
1 — кварцеворудные тела; *2* — пегматиты; *3* — Майсурский разлом; *4* — дайки долеритов; *5* — векторы склонения рудных столбов (*а*) и проекция рудных тел залежи Ориенталь (*б*); *6* — проекции основных горных выработок, посещавшихся авторами (1 — шахта Гиффорд, 2 — шахта Крокерс).

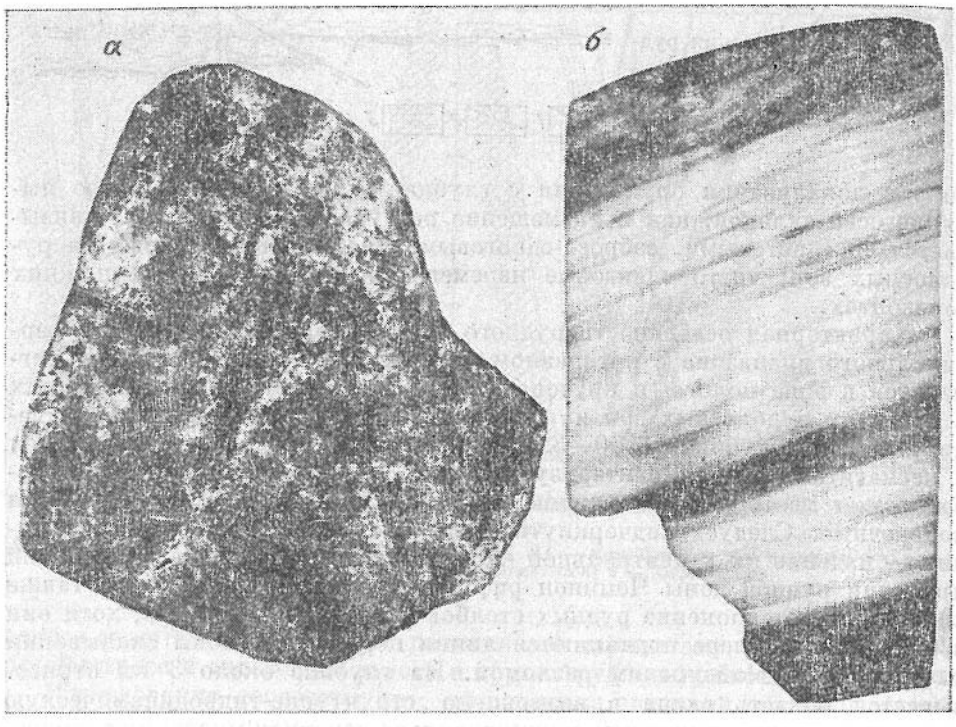


Рис. 5. Штуфы темно-серого пятнистого кварца с вкрапленностью сульфидов (глубина 450 м) месторождения Хатти (*а*) и полосчатого кварца (глубина 3 км) месторождения Колар (*б*).

рождения Хатти, близкий к коларскому верхних горизонтов, а на рис. 5, *б* — типичный полосчатый кварц средних и нижних горизонтов. Его деформированность хорошо видна под микроскопом. Наблюдаемые ориентированные агрегаты можно определить как кварцевые тектониты. Эффективная пористость их составляет первые десятые доли процента; близкими значениями пористости, чаще несколько пониженными, характеризуются вмещающие амфиболиты. Трещиноватость в кварце и во вмещающих породах закрытая, что также характеризует вероятные гидродинамические условия развития процесса минералообразования как отвечающие возможностям медленного просачивания растворов, а не их свободной циркуляции.

Физико-химическое содержание модели. Оно базируется на результатах минералого-геохимического изучения рудных тел и измененных пород.

В золоторудном поле Колар в золото-кварцевых (Чемпион риф) и в золото-сульфидно-кварцевых (Ориенталь, Мак Тэгарт) рудных зонах развиты ранняя кварцевая (на глубоких горизонтах Чемпион риф также полевошпат-кварцевая), шеелитовая, ранняя сульфидная (с золотом) и поздняя золото-сульфидная ассоциации (рис. 6). В ранней сульфидной ассоциации основное значение имеют пирротин, арсенопирит, пирит. Выявлены также пентландит, кубанит. Минералы сульфидной ассоциации являются главными в золото-сульфидно-кварцевых телах. В этих телах пирит развит в основном на верхних горизонтах.

С поздней золото-сульфидной ассоциацией связаны рудные столбы. Исследованиями авторов здесь выявлены помимо ранее известных пирита, пирротина, галенита, сфалерита, халькопирита макиновит, гудмундит, ульманнит, брейтгауптит, тетраэдрит, хаулеит, алтаит, гессит, хедлеит, цумоит, волынскит, а также интересная ассоциация хлорсодержащих минералов — коттунита, коларита и радакришнаита. Последние два

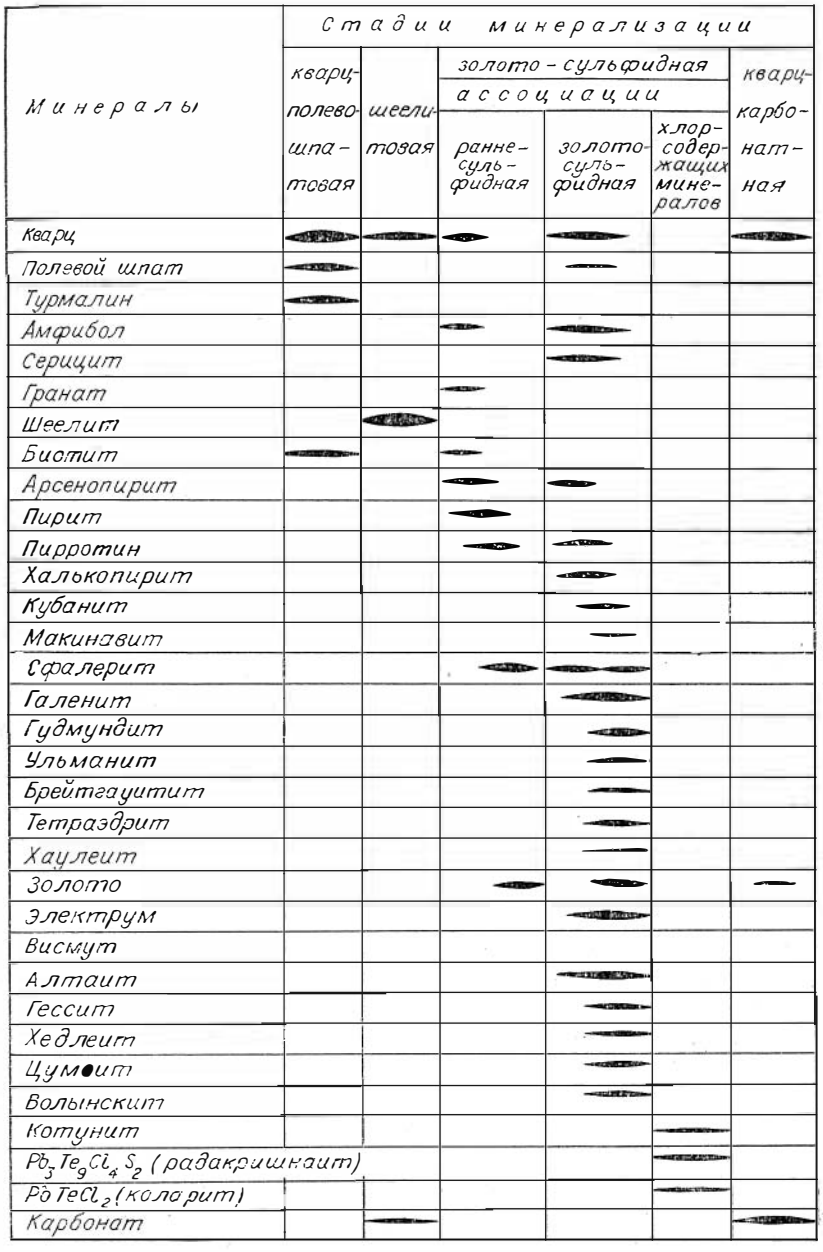


Рис. 6. Схема последовательности минералообразования в Коларском рудном поле (постпегматитовый этап).

минерала открыты впервые [Генкин и др., 1984]. Здесь же установлены электрум, самородный висмут. Характерно, что теллуриды развиты как на верхних, так и на самых нижних горизонтах зоны Чемпион риф при относительно больших их количествах в ее верхах. Из геохимических особенностей рудных минералов следует подчеркнуть повышенные содержания кадмия в сфалерите [Генкин и др., 1984] и стронция (240 г/т) в шеелите. Примечательно нахождение ртути (1,8—2,5%) в высокопробном золоте с нижних горизонтов.

Наблюдавшиеся соотношения рудных минеральных ассоциаций определенно увязываются с представлениями о стадийном развитии процесса минералообразования — с ранней шеелитовой и более поздними сульфидной и полиминеральными ассоциациями. Стадийность минера-

Таблица 1

Изотопный состав серы в парах сосуществующих сульфидов

Рудная залежь	Минерал	$\delta^{34}S$, ‰	Сульфидные пары	$\Delta\delta^{34}S$, ‰	T, °C
Чемпион риф (глубина 1500 м)	Пирротин	+2,18	Пирротин—галенит	2,87	240
	Халькопирит	+1,90			
	Галенит	—0,69	Халькопирит—галенит	2,59	210
Ориенталь (глубина 1100 м)	Сфалерит	+1,02	Сфалерит — галенит	1,53	405
	Галенит	—0,51			

лизации четко отражена и в развитии жильных минералов. В зальбандах кварцевых тел отмечаются редкие пироксеновые (диопсидовые) оторочки и почти повсеместные зоны биотитизации амфиболитов. Биотит в ассоциации с мусковитом, турмалином обычен в кварцевых жилах на нижних горизонтах. В эту же ассоциацию входят полевой шпат, гранат (альмандин) [Safonov et al., 1980]. Наблюдаются постепенные переходы кварцевых жил в пегматитовые тела примерно с тем же минеральным составом. Сульфидные минералы ассоциируются в основном с амфиболом, в меньшей степени с кварцем-III, -IV, биотитом, мусковитом, гранатом, на верхних горизонтах — также с хлоритом, альбитом. Изучение минерального состава руд свидетельствует не только о последовательном образовании различных ассоциаций и их зональном размещении, но и о смене минерализаторов в ходе процесса — бора на хлор, фиксируемых в минералах-индикаторах. Из черт зонального размещения минерализации подчеркнем тяготение к верхам рудных зон пирита, шеелита и минералов поздней ассоциации, с чем связано и повышенное содержание здесь золота (около 30—40 г/т в среднем при 5—6 г/т на нижних горизонтах).

О P — T-условиях процесса позволяют говорить следующие данные. Расчетные температуры образования рудных ассоциаций (по сероизотопному и кадмиевому геотермометрам) находятся в пределах 210—405°С (табл. 1). Термобарометрические исследования кварца показывают, что температуры его образования составляли 230—300°С. В газово-жидких включениях обнаружены галит, сильвин, метан, углекислота. Метаном обогащены образцы кварца с верхних горизонтов. Криометрические исследования включений позволили рассчитать, что давление флюида при температуре 250°С равно 1,6—3,5 кбар. Максимальные значения получены для образцов с больших глубин (табл. 2). Усредняя полученные значения, находим градиент давления в минералообразующей системе равным 470 бар/км.

При оценке глубины образования Коларского месторождения примерно в 5 км по верхней границе развития оруденения (при вероятном эрозионном слое в сотни метров) полученные значения давлений следует расценивать как высоко избыточные, а градиент почти в 2 раза больший по сравнению с литостатическим [Safonov et al., 1984].

О силовом поле можно судить по результатам математического моделирования распределения литостатических нагрузок в троговых структурах типа зеленокаменного пояса Колар. Такое моделирование, проведенное специалистами МГУ (Л. Панасьян), показывает, что зоны скалывания и контактовые зоны служили местами резких и значительных перепадов давления, их уменьшения.

Таким образом, минералого-геохимические исследования свидетельствуют о стадийном и зональном развитии процесса минерализации в условиях, аномальных по отношению к вмещающей среде.

Таблица 2

Результаты исследований флюидных включений в кварце месторождения Колар

Характеристика флюида	Чемпион риф (глубина 2820 м)	Ориенталь (глубина 1100 м)
Температура плавления, °С	$\frac{-56,7 \div -58,2}{-57,5}$ (8)	$\frac{-58,7 \div -71,5}{-61,5}$ (8)
Температура гомогенизации, °С	$\frac{-3,4 \div -37,9}{-21,3}$ (52)	$\frac{+6,8 \div -15,8}{-1,9}$ (15)
Плотность флюида, г/см^3	$\frac{0,94 \div 1,11}{1,03}$ (52)	$\frac{0,89 \div 1,01}{0,93}$ (15)
Давление флюида при 250°С, кбар	$\frac{2,0 \div 3,6}{2,8}$ (52)	$\frac{1,6 \div 2,5}{2,0}$ (15)

Примечание. В числителе — пределы измеренных величин, в знаменателе — среднее значение, в скобках — количество изученных включений.

Вероятные источники минерального вещества. Для анализа источников минерального вещества важными представляются данные о соотношениях минеральных тел с дайками долеритов и пегматитов. Те и другие относились на месторождении к послерудным. Однако достоверными и однозначными оказываются лишь пересечения собственно кварцевых тел долеритами. Но и эти дайки местами содержат прожилки светлого кварца. Пегматиты пересекают также тела темноокрашенного кварца, но образуют постепенные переходы с жилами белого, что отмечалось выше. Золоторудные столбы нередко тяготеют к дайкам долеритов [Safonov et al., 1984]. Минералы поздней рудной ассоциации с золотом отмечены в пегматитах. Из этого следует разноэтапность образования кварцевых тел и рудной минерализации. Возраст последней устанавливается по данным изотопных исследований.

Изотопные исследования свинца из галенита указывают, что он произошел из источника, обогащенного ураном (рис. 7) [Doe, Stacey, 1974; Стейси и др., 1977].

В соответствии с общими данными по становлению Дарварского кратона можно считать, что возраст протоисточника свинца около 3400 млн. лет, тогда как возраст процесса рудообразования на Коларе 2660 $\pm$ 30 млн. лет. Тем же возрастом примерно датируется становление молодых гранитов кратона, выходы которых известны непосредственно вблизи рудного поля.

Изотопные исследования приводят к еще одному важному выводу. Линия аномального свинца, включающая точки свинца залежи Чемпион риф и точки менее радиогенного свинца залежи Ориенталь, по своему положению на эволюционной диаграмме очень близка к изохоне. Поэтому можно рассматривать свинец залежи Чемпион риф, с одной стороны, и залежи Ориенталь, с другой, как автономные образования, связанные с различными источниками, характеризующимися различными отношениями U/Pb. Примечательно, что свинец из галенитов месторождения Чигаргунта, расположенного в южной части Коларского зеленокаменного пояса, аналогичен свинцу залежи Ориенталь. Близки эти рудные объекты по составу руд — они относятся к золото-сульфидно-кварцевому типу с преобладанием арсенопирита в Чигаргунте. Наконец, нужно отметить, что сера сульфидов Коларского месторождения имеет близкие нулевым значения $\delta^{34}S$, что дает возможность предполагать ее мантийное происхождение.

Калий-аргоновые определения возраста слюд из пегматитов и биотита из околорудных метасоматитов сводятся к цифрам 2180—2465 $\pm$ $\pm$ 40 млн. лет, которые следует рассматривать как омоложенные, отражающие время закрытия K — Ar системы в связи с выходом породы из критических температурных условий.

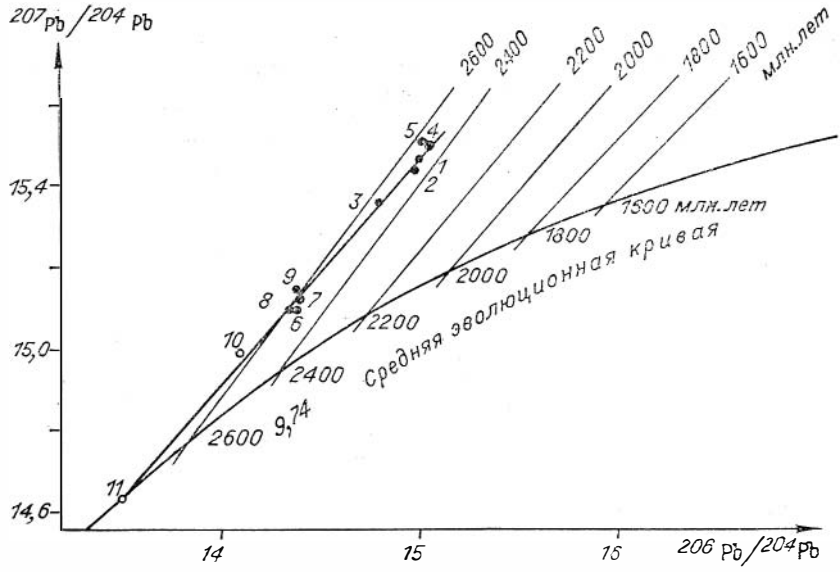


Рис. 7. Эволюционные диаграммы изотопного состава свинца. Координаты пересечения линии, аппроксимирующей распределение точек, характеризующих свинец из месторождений Колар и других, и средней эволюционной кривой Стейси — Крамерса [Doe, Stacey, 1974; Стейси и др., 1977]: $x = 13{,}728$; $y = 14{,}729$.

1—5 — Чемпион риф; 6, 7— Ориенталь; 8, 9 — Малапаконда; 10 — Мамандур; 11 — Ингольда — Чигаргунта.

Таким образом, общая генетическая модель месторождений коларского типа может трактоваться как модель эпигенетического оруденения в зеленокаменных трогах, связанного с фазовым развитием нижнекорового магматического источника, сообщающегося с мантийными очагами. Оруденение формировалось в слабопроницаемой, стволовой по строению, структурно-гидродинамической системе, миграция растворов в которой обеспечивалась избыточным давлением флюидов. Совмещение в рудном поле продуктов автономно проявлявшихся различных источников обусловливает вероятность определенных вариаций в составе и масштабах оруденения в месторождениях коларского типа, зависящих также и от геологической обстановки. Упоминавшиеся месторождения кратона Карнатака (Южная Индия) могут рассматриваться как производные моногенного источника: Чигаргунта залегает в гранито-гнейсах и в зоне их контакта с амфиболитами, Хатти — в подобном троге, среди амфиболитов. Вертикальный диапазон оруденения зависит, очевидно, в основном от продуктивности источника и благоприятной структурной обстановки.

ЛИТЕРАТУРА

Генкин А. Д., Сафонов Ю. Г., Боронихин В. А. и др. Новые данные по минералогии и геохимии золоторудного поля Колар, Индия // Геология и полезные ископаемые древних платформ.— М.: Наука, 1984.— С. 82—99.

Сафонов Ю. Г., Кришна Рао Б., Кришнам Раджу В. Геологические особенности золоторудных месторождений кратона Карнатака (Южная Индия). // Рудоносные структуры докембрия.— М.: Наука, 1982.— С. 117—136.

Сафонов Ю. Г., Кришна Рао Б., Васудев В. Н. Геологическая позиция и геолого-структурные особенности золоторудных и медных месторождений кратона Карнатака, Индия // Геология и полезные ископаемые древних платформ.— М.: Наука, 1983.— С. 64—82.

Стейси Дж. С., Доу Б. Р., Силвер Л. Т., Зартман Р. Е. Плюмботектоника ПА. Докембрийские колчеданные месторождения // Геохронология и проблемы рудообразования.— М.: Наука, 1977.— С. 93—106.

Doe B. R., Stacey J. S. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis

and ore prospect evaluation; a revew // Econ. Geol.— 1974.— Vol. 69, N 8.— P. 757—776.

Narayanaswami S., Zianddin M., Ramachandra A. V. Structural control and localization of goldbearing bodes Kolar gold field, India // Econ. Geol.— 1960.— Vol. 55, N 7.— P. 1429—1459.

Safonov Yu. G., Radhakrishna B. P., Krishna Rao B. et al. Mineralogical aspects and geochemical aspects of endogenic gold and copper deposits of South India // J. Geol. Soc. India.— 1980.— Vol. 21, N 8.— P. 365—378.

Safonov Yu. G., Gencin A. D., Vasudev V. N. et al. Genetic features of gold ore deposit at Kolar, Dharnav craton, India // J. Geol. Soc. India.— 1984.— Vol. 25, N 3.— P. 145—154.

Б. А. Блюман

ЗОЛОТОРУДНАЯ «ЧЕРНОСЛАНЦЕВАЯ» ФОРМАЦИЯ: МОДЕЛЬ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА, ГРАНИТО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Процессы рудообразования в метаморфических комплексах происходят на фоне сложных пространственно-временны́х взаимоотношений метаморфизма, интрузивного и дайкового магматизма. В значительной мере эти взаимоотношения усложняются в периферических частях зональных метаморфических комплексов ареальными гидротермально-метасоматическими изменениями. Различные исследователи по-разному оценивают роль процессов метаморфизма, магматизма и метасоматизма в рудообразовании и, в частности, в генезисе оруденения золоторудной «черносланцевой» формации [Рудоносность..., 1981], ассоциирующейся с зональными метаморфическими комплексами. Геолого-генетическое моделирование процессов рудообразования с учетом их пространственно-временны́х взаимоотношений с другими геологическими процессами — предшествующими, сопровождающими и завершающими рудообразование — представляет несомненный практический интерес и для совершенствования научно-методической основы прогнозирования золоторудных месторождений.

«Геолого-генетическая модель — итоговое представление о формировании месторождений в типовых геологических обстановках» [Павлова, 1983]. В нашем случае «типовой геологической обстановкой» является северная часть Тувино-Монгольского срединного массива, в пределах которой в течение десяти последних лет проводилось структурно-петрологическое изучение метаморфических комплексов. В строении Сангиленского срединного массива принимают участие глубоко метаморфизованные (гранулитовая и амфиболитовая фации) раннекембрийские образования [Ильин, Моралев, 1963; Козаков, Митрофанов, 1976; Блюман, 1984] и перекрывающие их эпигенетически измененные углеродисто-кремнисто-карбонатные и терригенные рифейско-кембрийские отложения [Владимирский и др., 1966; Межеловский и др., 1968; Александров и др., 1974; Блюман, 1979а]. Вслед за внедрением позднекембрийских мафитов сиенит-габбровой формации, трассирующих зоны повышенной проницаемости, в раннедокембрийских образованиях, сопряженно с послойной синкинематической плагиомигматизацией формируется регионально-метаморфическая зональность кианит-силлиманитового типа. Синхронно, по геологическим данным, вслед за внедрением даек мафитов ($Є_3$) в линейные зоны пликативно-дизъюнктивных дислокаций, в рифейско-кембрийских отложениях формируется зональность андалузит-силлиманитового типа. В периферических частях этих метаморфических комплексов (зоны хлорит-биотита, биотита), локализуясь в пределах зон линейных пликативно-дизъюнктивных дислокаций в углеродисто-кремнистых рифейских отложениях, размещаются ареалы золотосодержащих гидротермально-метасоматически измененных пород [Блюман, 1981],

в строении которых выявлена зональность, а в становлении ареалов — стадийность.

Характерной особенностью метасоматитов первой (дорудной) стадии является их прогрессивное воздействие на метаморфизованные породы зоны хлорит-биотита и биотита. Формированию ареалов измененных пород предшествует внедрение послеметаморфических даек гранодиорит-порфиров фации аллохтона позднеордовикской мигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии, по-разному представленной в различных по глубинности сечениях метаморфических комплексов [Блюман, 1984, 1985]. В глубинных сечениях зональных полиметаморфических комплексов в раннедокембрийских толщах вслед за послойной синкинематической плагиомигматизацией, сопряженно с которой в них формируется наложенная метаморфическая зональность, в ядерной части мигматит-гнейсовых куполов проявлены процессы порфиробластической (посткинематической) плагиомигматизации — фация автохтона мигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии.

В глубинных сечениях зональных метаморфических комплексов (зона силлиманита) верхнего структурного этажа (PR_2 — Є) формируются негомогенные (мигматит-гранодиоритовые) диапир-плутоны фации параавтохтона, контактово метаморфизующие вмещающие метаморфические породы. Во внешних периферических частях зональных комплексов или на удалении от них, локализуясь в зонах повышенной проницаемости, размещаются гомогенные интрузии и дайки гранодиорит-адамеллитового состава (фация аллохтона), представленные в различных участках породами различной фации глубинности: от мезоабиссальных интрузий до гипабиссальных даек и малых интрузий. Различные фации мигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии характеризуются унаследованностью петрохимических и минералого-геохимических особенностей и синхронностью становления. Породы различных фаций мигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии формируются непосредственно вслед за завершением процессов регионального метаморфизма. При этом диапир-плутоны фации параавтохтона и интрузии фации аллохтона оказывают контактово-метаморфическое воздействие на регионально метаморфизованные породы. В узкой зоне экзоконтакта Баянкольского диапир-плутона породы зоны силлиманита метаморфизованы в условиях пироксен-роговиковой фации (сапфирин, шпинель, мелилит, монтичеллит); в контактах интрузий фации аллохтона типоморфны ассоциации рогово-обманково- и альбит-эпидот-роговиковой фаций. Метаморфические породы и породы различных фаций мигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии (O_3) прорваны дайками эссексит-диабазов (S) и гранитами раннесреднедевонского интрузивного комплекса [Блюман, 1979б, 1984].

Пространственно-временна́я сближенность процессов регионального метаморфизма, плагиогранитизации и становления мигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии позволяют предполагать и их генетическую общность. Закономерное положение в ряду этих процессов занимают и ареальные проявления золотосодержащих гидротермально-метасоматических изменений, обладающих рядом структурно-вещественных признаков, отвечающих проявлениям золоторудной минерализации метаморфогенно-гидротермального типа [Буряк, 1982]. Размещение ареалов измененных пород контролируется рядом факторов: структурных, литологических, магматических, метаморфических [Блюман, 1985]. Выявленные пространственно-временны́е взаимоотношения процессов регионального метаморфизма, плагиогранитизации, гранито- и рудообразования позволяют определенным образом трактовать и их генетические взаимоотношения. В соответствии с представлениями Д. С. Коржинского [1955] о стадиях метасоматических процессов и гранитообразования эти взаимоотношения представляются следующим образом.

1. Метасоматические процессы магматической стадии. В глубинных сечениях зон повышенной проницаемости, вслед за внедрением даек ма-

фитов, сопряженно с гранитообразованием, происходящим по принципу магматического замещения Д. С. Коржинского, опережая фронт магматического замещения, перемещается фронт регионального метаморфизма, в тыловой части которого проявлен процесс синкинематической плагиомигматизации, а во фронтальной — формирование послойных и послойносекущих синметаморфических жил и прожилков существенно кварцевого состава. В течение этой стадии одновременно с гранитообразованием происходит насыщение расплава летучими и рудными компонентами, часть которых транспортируется трансмагматическими флюидами в зоны тыловой части фронта регионального метаморфизма (послойная плагиомигматизация). Неравномерная, в силу ряда причин, гомогенизация гранитизируемого субстрата определяет частичное отделение и интрузию гомогенизированного в различной степени субстрата и формирование диапир-плутонов фации параавтохтона. Отделение расплавов, а также возможное прекращение «подтока» глубинных эманаций способствуют фиксации границы зоны магматического замещения и стабилизации границ фронта регионального метаморфизма. Нефиксированный, нестабильный характер процессов этой стадии, подвижность (мобильность) границ, интенсивное расходование глубинных эманаций на процессы гранитообразования, плагиогранитизации и регионального метаморфизма (суммарный эндотермический эффект) свидетельствуют о том, что возможность концентрации рудного вещества на этой стадии крайне невелика. Становление глубинного очага магмообразования и начало процессов кристаллизации его периферической части знаменуют переход к следующей стадии.

2. Постмагматические, метасоматические процессы щелочной стадии. Кристаллизация внешней части глубинного очага сопровождается отделением от кристаллизующего расплава эманаций и формированием в глубинных сечениях зональных комплексов порфиробластических плагиомигматитов (высокотемпературная щелочная стадия) и последующих процессов фибролитизации (высокотемпературное кислотное выщелачивание). Во внешних частях метаморфических комплексов (зоны хлорита, биотита, граната) ареальные процессы дорудного метасоматоза (биотитизация, альбитизация и последующее окварцевание) являются, по-видимому, отражением высокотемпературных глубинных процессов метасоматоза ранней щелочной стадии и кислотного выщелачивания. Пространственная ассоциация этих метасоматитов с дайками гранодиорит-порфиров позволяет предполагать, что перемещение эманаций происходило «по следам» интрузий. Значительные масштабы проявления ареальных метасоматитов обусловлены масштабностью глубинных зон магмообразования; протяженность миграции эманаций из глубинных зон магмообразования во внешние части зональных комплексов может быть связана, с одной стороны, с термостатирующим влиянием регионально-метаморфической зональности, а с другой — с созданием на этой стадии P — T-градиентов в системе: кристаллизующийся глубинный очаг (приращение тепла кристаллизации) и «остывающая» внешняя зона регионального метаморфизма. Локализация метасоматитов во внешних зонах регионального метаморфизма может быть также обусловлена рядом причин [Блюман, 1985]: термодинамической — резкое изменение величины геотермического градиента во внешней части зонального комплекса; геохимической — геохимическая «барьерность» внешних зон регионального метаморфизма; структурной — сохранностью в породах этих зон их избирательной дометаморфической нарушенности (дифференциальной проницаемости); наличием петрохимических «барьеров» — восстановителей (углеродистые и в меньшей степени вулканогенные породы и др.).

3. Послемагматические метасоматические процессы кислотной стадии. Обусловлены кристаллизацией «остаточных» порций расплава глубинного очага, относительно низкотемпературных, обогащенных летучими и рудными компонентами. Отделение этих компонентов, их перемеще-

ние и локализация во внешних зонах метаморфизма определяют появление во внутренних частях зональных комплексов «серий» и «свит» золотосодержащих кварцевых жил с околожильным метасоматозом, а во внешних зонах метаморфизма, внутри ареалов предрудных метасоматитов — формирование рудоносных кварцевых и кварцево-кальцитовых прожилков. Пространственная ассоциация низкотемпературных гидротермалитов с предрудными метасоматитами и временна́я сближенность их проявления, так же как и сходство факторов, контролирующих их размещение, позволяют предполагать их генетическую общность.

В рассмотренной модели, построенной с учетом геологических и структурно-петрологических данных, обсуждены причины возникновения градиентных условий, способствующих появлению и миграции флюидов, в том числе и рудных, возможные причины и пути их миграции и длительной эволюции, а также причины их локализации и появления рудных концентраций.

Вопрос об источнике рудного вещества является одним из наиболее сложных и противоречивых и не только применительно к рассматриваемой рудной формации. Сведения о распределении золота в метаморфических и гранитизированных породах и соответственно предположения о его поведении в процессах регионального метаморфизма и рудообразования противоречивы, так же как уже упоминавшаяся трактовка генезиса оруденения золоторудной «черносланцевой» формации. Одни исследователи [Кепежинскас и др., 1970; Гавриленко и др., 1978; Пчелинцева, Фельдман, 1973; Ли, Шохина, 1974; Петров, 1976; Блюман, 1983а, б] обосновывают результатами своих золотометрических исследований незначительность масштабов перемещения золота при метаморфизме; другие [Хорева, 1969; Буряк, 1978, 1982] предполагают значительные масштабы перемещения золота из внутренних во внешние части метаморфических комплексов. В течение ряда лет нами, с использованием нейтронно-активационного анализа, проводилось изучение содержаний золота в метаморфических породах гранулитовой и амфиболитовой фаций, а также в этих породах, подвергшихся плагиогранитизации; в терригенных и углеродисто-кремнистых породах, подвергшихся региональному метаморфизму и гидротермально-метасоматическим изменениям; в породах различных фаций плагиомигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии. Изучалось не только содержание золота в породах, но и его распределение в сосуществующих породообразующих и акцессорных минералах, а также в различных фракциях рассеянного органического вещества углеродистых пород и содержащихся в них сульфидов.

Результаты этих исследований [Блюман, 1983а, б] могут быть резюмированы следующим образом.

— Глубокометаморфизованные (гранулитовая и амфиболитовая фации) породы раннедокембрийского фундамента характеризуются низкими околокларковыми содержаниями золота, относительно равномерно распределенного в породообразующих минералах. Минералом-концентратором золота является магнетит; одновременно с относительным увеличением содержания золота в породообразующих минералах этих пород (кварц, биотит, плагиоклаз) в них возрастают содержания титана, ванадия, марганца, хрома и никеля.

— Содержание золота в метаморфических и метаморфизованных рифейских породах определяется их дометаморфическими литолого-геохимическими особенностями: наибольшие содержания присущи углеродисто-кремнистым, затем углеродистым алевропелитовым и наименьшие — терригенным безуглеродистым породам. Региональный метаморфизм, проявленный в этих породах в достаточно широком диапазоне фаций (зон) метаморфизма, значимо не изменяет «валовое» содержание золота в породах, но изменяет (особенно в периферических, внешних зонах метаморфизма) форму его нахождения. Изучение распределения золота в различных фракциях рассеянного органического вещества, а так-

же в сульфидах показало, что в углеродистых породах внешних зон метаморфизма около трети золота находится в связанной форме (в виде примесей в графите и сульфидах), а его бо́льшая часть находится в несвязанном, миграционноспособном состоянии; при этом доля несвязанного золота наиболее велика в породах внешних периферических зон регионального метаморфизма. Усиление метаморфизма, особенно углеродистых сульфидсодержащих пород, сопровождается в интервале зон хлорит-биотита и биотита, частичной десорбцией золота из сульфидов — повышением доли несвязанного золота. Аналогично при метаморфизме углеродистых пород, по мере его усиления, содержание $C_{орг}$ в породах остается неизменным; несколько возрастает в метаморфизованных породах количество битумоидов; их десорбция при усилении графитизации органического вещества также увеличивает долю более миграционноспособного золота, повышенное количество которого связано в битумоидах.

— Послойная мигматизация метаморфических пород амфиболитовой фации сопровождается увеличением содержания золота в мигматизированных породах в целом и в ряде минералов — кварце, плагиоклазе, биотите, а также в минералах тяжелой фракции — апатите, сфене, рутиле.

— Наибольшее содержание золота в породах различных фаций плагиомигматит-гранодиорит-адамеллитовой серии установлено в порфиробластических плагиомигматитах фации автохтона. Формирование порфиробластических плагиомигматитов по послойным плагиомигматитам сопровождается увеличением содержаний золота в большинстве минералов — плагиоклазе, биотите, кварце, магнетите; минералы-концентраторы золота — плагиоклаз и, по-видимому, сфен.

По мере перехода от мигматитов фации автохтона к гранодиоритам фации параавтохтона и адамеллитам фации аллохтона содержание золота в породах этих фаций по сравнению с породами фации автохтона уменьшается; одновременно становится более равномерным его распределение в минералах. В породах фации параавтохтона минералы-концентраторы золота — плагиоклаз и магнетит; в адамеллитах фации аллохтона не выявляется какого-либо минерала-концентратора золота.

Расчет средних содержаний золота в 1 м³ пород фаций автохтона и аллохтона (с учетом содержаний золота в минералах пород этих фаций и их количественно-минерального состава) показал, что в плагиомигматитах фации автохтона оно равно 54 мг/м³, а в адамеллитах фации аллохтона — 4 мг/м³.

— Поздне- и постмагматические изменения пород фации параавтохтона сопровождаются уменьшением в плагиоклазе и кварце содержаний золота в ассоциации с элементами-фемафилами (Mn, Ni, Co, Ti, Cr).

— Породы, подвергшиеся ареальным гидротермально-метасоматическим изменениям во внешних частях зональных комплексов, в частности углеродистые породы, содержат повышенное количество золота по сравнению с неизмененными породами; золото в измененных породах коррелируется с элементами-фемафилами (Mn, Ni, Co, Cr). В углеродистых породах, подвергшихся метасоматическим изменениям, фиксируется уменьшение («выгорание») графита, а в оставшемся «диспергированном» графите содержание золота резко увеличивается совместно с увеличением в нем примесей элементов-фемафилов (Mn, Ti, Cr, Ni, Co).

Резюмируя результаты золотометрических исследований, можно предполагать, что региональный метаморфизм по отношению к золоту играет двоякую роль: не меняя в целом содержания золота, метаморфизм высоких уровней (амфиболитовая фация) способствует переводу золота из рассеянной формы в субстрате в фиксированную, связанную преимущественно в рудных минералах (сульфиды, окислы железа). Наоборот, в условиях относительно слабого метаморфизма (зоны биотита, биотит-хлорита — эпидот-амфиболитовая фация), как это видно на примере изученных нами углеродистых, в том числе и сульфидсодержащих пород, при неизменном в целом содержании золота в метаморфизованных поро-

дах происходит дальнейшее повышение доли несвязанного, миграционноспособного золота, в частности в процессе графитизации рассеянного органического вещества и десорбции золотосодержащих битумоидов, так же как и при перекристаллизации сульфидов («глобулярный» — «кубический» пирит),— высвобождение золота в ассоциации с рядом элементов.

Обогащенность углеродистых пород золотом и повышение его миграционной способности в условиях внешних периферических частей зональных комплексов создают благоприятные условия для его активного вовлечения в миграцию и возможного создания рудных концентраций в результате воздействия эманации на метаморфизованные породы. Аналогично могут вести себя в процессах метаморфизма и гидротермально-метасоматических изменений и другие, например изверженные, породы основного состава, характеризующиеся повышенным содержанием золота [Щербаков, 1982]. Источником эманаций являются глубинные очаги магмообразования, становление которых сопровождается отделением в том числе и золотосодержащих флюидов, их перемещением и локализацией во внешних периферических частях метаморфических комплексов. Градиентные условия, существующие во внешних зонах метаморфизма, наряду с другими факторами (петрохимическими, структурными, геохимическими) определяют здесь локализацию гидротермально-метасоматических процессов и рудообразование. При этом в процессах рудообразования участвует как «ювенильное» золото, привнесенное глубинными эманациями, так и «первичное» (хемогенно-осадочное в случае углеродистых толщ), «подготовленное» региональным метаморфизмом к активному участию в миграции и концентрации в термодинамических условиях внешних, периферических частей зональных метаморфических комплексов. Таким образом, масштабы оруденения могут определяться в основном дометаморфической продуктивностью пород субстрата, а также масштабами и интенсивностью его послеметаморфического гидротермально-метасоматического преобразования.

ЛИТЕРАТУРА

Александров Г. П., Журавлева З. А., Степанова М. В. Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилена // Материалы по геологии Тувинской АССР.— Кызыл, 1974.— Вып. 3.— С. 3—30.

Блюман Б. А. Новые данные по стратиграфии и фосфоритоносности северо-западной части нагорья Сангилен // Геология и геофизика.— 1979а.— № 7.— С. 122—125.

Блюман Б. А. Дайковые комплексы щелочных базальтоидов Сангилена //Докл. АН СССР.— 1979б.— Т. 247, № 3.— С. 672—674.

Блюман Б. А. Регионально-метаморфическая и гидротермально-метасоматическая зональность Сангилена // Геология и геофизика.— 1981.— № 1.— С. 33—40.

Блюман Б. А. Геохимия регионального метаморфизма и гидротермально-метасоматических изменений черносланцевых толщ (Юго-Восточная Тува, Сангилен) // Геохимия.— 1983а.— № 1.— С. 140—146.

Блюман Б. А. Золото в минералах метаморфических и гранитоидных пород Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геохимия.— 1983б.— № 4.— С. 550—560.

Блюман Б. А. Сангиленский срединный массив: метаморфизм и гранитообразование // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1984.— № 2.— С. 61—70.

Блюман Б. А. Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1985.— 183 с.

Буряк В. А. О золотоносности осадочных толщ и поведение в них золота в процессах метаморфизма и гранитизации // Геология и геофизика.— 1978.— № 6.— С. 142—146.

Буряк В. А. Метаморфизм и рудообразование.— М.: Недра, 1982.— 256 с.

Владимирский Ю. М., Волков В. В., Журавлева И. Т. О находке археоциат в «протерозое» Юго-Восточной Тувы // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 171, № 6.— С. 1293—1395.

Гавриленко Б. В., Ахмедов А. М., Белолипецкий А. П. Геохимия золота в докембрийских комплексах северо-восточной части Балтийского щита (Кольский полуостров) // Геохимические методы поисков месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке.— Новосибирск, 1978.— С. 143—146.

Ильин А. В., Моралев В. М. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области //Сов. геология.— 1963.— № 11.— С. 51—57.

Кепежинскас К. Б., Аношин Г. Н., Цимбалист В. Г. Химизм пород фации зеленых сланцев и распределение в них золота // Проблемы петрологии и генетической минералогии.— М.: Недра, 1970.— С. 109—114.
Козаков И. К., Митрофанов Ф. П. Полиметаморфизм гранулитового основания Сангиленского срединного массива Алтае-Саянской складчатой области // Термодинамический режим метаморфизма.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1976.— С. 313—316.
Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 335—367.
Ли Л. В., Шохина О. И. Поведение золота в процессе прогрессивного регионального метаморфизма пород докембрия Енисейского края // Геохимия.— 1974.— № 3.— С. 402—408.
Межеловский Н. В., Мальцев Ю. М., Канищев В. М. О возрасте чахыртойской и улан-эргинской свит Сангиленского нагорья // Тр. СНИИГГиМС.— 1968.— Вып. 60.— С. 75—80.
Павлова И. Г. Геолого-генетические модели молибденово-медных порфировых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 121—135.
Петров В. Г. Золото в опорных разрезах верхнего докембрия западной окраины Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 212 с.
Пчелинцева Н. Ф., Фельдман В. И. Золото в метаморфических породах Кокчетавского поднятия // Геохимия.— 1973.— № 12.— С. 1846—1852.
Рудоносность и геологические формации структур земной коры // Марков К. А., Трофимов В. А., Старицкий Ю. Г. и др. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981.— 423 с.
Хорева Б. Я. К проблемам связи гидротермального рудообразования с региональным метаморфизмом // Проблемы региональной металлогении и эндогенного рудообразования.— Л.: ВСЕГЕИ, 1969.— С. 115—126.
Щербаков Ю. Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 77—84.

Л. В. Алабин

ЭВОЛЮЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ФОРМАЦИЙ В ИСТОРИИ СТАНОВЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Формационный анализ породных и рудных ассоциаций, заложенный трудами Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова и получивший широкое развитие в работах Ю. А. Кузнецова, В. А. Кузнецова и других исследователей, позволяет проследить эволюцию формационных типов золоторудных месторождений в истории развития земной коры Алтае-Саянской складчатой области. Это обстоятельство имеет важное значение для создания региональной генетической модели формирования и размещения в пространстве и во времени золотого оруденения с целью прогноза и поисков конкретных формационных типов золоторудных месторождений в определенных видах тектонических структур.

В байкальских, салаирских, каледонских, герцинских складчатых структурах Алтае-Саянской области в раннегеосинклинальную стадию их развития в связи с процессами динамических напряжений растяжения формировались вдоль глубинных разломов раннегеосинклинальные прогибы. Центральные (осевые) зоны таких прогибов выполнены терригенно-вулканогенными и вулканогенными породами базальтового состава — диабазами, диабазовыми, базальтовыми порфиритами, их туфами, лавобрекчиями, недосыщенными кремнеземом, нормальной глиноземистости, щелочности с резким преобладанием Na над K, развитием центростремительных и минимально-центробежных элементов — Fe, Mg, Ti, Co, Ni, Mn, Zn, по классификации Ю. Г. Щербакова [1976]. В разрывах, оперяющих глубинные разломы и выклинивающихся в сторону континента — Сибирской платформы, наряду с диабазовыми и базальтовыми порфиритами формировались андезитовые порфириты, дацитовые, кварцевые,

риолитовые порфиры, кератофиры. В связи с развитием раннегеосинклинальных тектонических структур в условиях динамических напряжений растяжения центральные (осевые) их зоны сложены недифференцированной базальтовой, краевые — последовательно и контрастно-дифференцированной андезит-базальтовой, риолит-дацит-андезит-базальтовой, риолит-базальтовой формациями.

Вулканические породы раннегеосинклинальных прогибов сопровождаются многочисленными комплексами даек, силлами, штоками, параллельными разрывами, сложенными габбро, габбро-диабазами, диабазами, диабазовыми, диоритовыми порфиритами, реже плагиогранитами. Они характеризуются высоким содержанием двуокиси титана, глинозема, полевошпатовой извести, незначительным содержанием щелочей при резком преобладании Na над K и наличием центростремительных и минимально-центробежных элементов, характерных для вулканических пород. Эти породы выделяются нами, вслед за Ю. А. Кузнецовым [1964], в плутонические габбро-диорит-диабазовую и габбро-плагиогранитовую формации. Плутонические, субвулканические и вулканические породы названных формаций по вещественному, химическому составу, элементам-примесям и пространственной сопряженности являются комагматичными образованиями, сформировавшимися в гипабиссальных, близповерхностных и подводных условиях в интервале глубин от 3,5 —1,5 до 0,5—0,0 км при P = 3,0—1,5 до 0,5 и менее кбар.

В пространственной и генетической связи с раннегеосинклинальными вулканическими и плутоническими базальтовыми формациями ассоциируют колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения в Туве, Западном Саяне, Салаире, Рудном Алтае. Эти месторождения получили подробную геологическую, минералогическую и геохимическую характеристику в работах В. С. Кузебного [1975], А. С. Лапухова [1975], Г. Ф. Яковлева и др. [1975], Д. И. Горжевского и др. [1977], Э. Г. Дистанова [1977] и других исследователей. Колчеданная и колчеданно-полиметаллическая минерализация в них представлена пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, образующими вкрапленные, вкрапленно-прожилковые и сливные рудные тела, сингенетичные и эпигенетичные относительно осадочно-вулканогенных пород. Для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений характерно преобладание центростремительных и минимально-центробежных элементов — Fe, Mg, Ti, Co, Ni, Mn, Cu, Zn, коррелирующихся с элементами вмещающих их базальтоидных пород. Формирование месторождений происходит, по данным названных авторов, в гипабиссальных, субвулканических и близповерхностных условиях в интервале температур от 420—300 до 320—200 и 220—180°С.

Золото и серебро в колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях находится в тонкодисперсном состоянии, в большинстве случаев в виде мельчайшей эмульсионной вкрапленности в сульфидах. Кварцевые прожилки с золотом и серебром не характерны для колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. Они встречаются редко и наряду с кварцем сложены карбонатом, единичными зернами актинолита, хлорита, полевого шпата, эпидота. Околорудные изменения вмещающих пород выражаются в актинолитизации, альбитизации, хлоритизации, окварцевании и сульфидизации. Золото- и серебросодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения выделяются нами в золото(серебро)-колчеданную, золото (серебро)-колчеданно-полиметаллическую рудные формации.

Раннегеосинклинальные недифференцированные, последовательно, контрастно дифференцированные вулканические базальтовые формации, комагматичные им плутонические габбро-диорит-диабазовая, габбро-плагиогранитовая формации и ассоциирующие с ними золото(серебро)-колчеданная и золото(серебро)-колчеданно-полиметаллическая рудные формации образуются в условиях динамических напряжений растяжения и

формирования земной коры океанического (фемического) типа. В пользу такого заключения свидетельствуют преобладающие в породах и рудах центростремительные и минимально-центробежные элементы, характерные для фемических структур земной коры [Щербаков, 1982].

В позднегеосинклинальную стадию в результате смены динамических напряжений растяжения напряжениями сжатия в зонах глубинных и оперяющих их разломов формируются унаследованные и унаследованно-наложенные прогибы, в межразломных пространствах — геосинклинальные поднятия. Позднегеосинклинальные унаследованные и унаследованно-наложенные прогибы выполнены базальтово-андезитовыми, андезитовыми, трахиандезитовыми вулканическими породами, выделяемыми в андезитовую и трахиандезитовую формации. Здесь же в прогибах распространены плутонические габбро-норитовая и габбро-сиенитовая формации, комагматичные вулканическим. В геосинклинальных поднятиях, сложенных преимущественно карбонатными и терригенно-карбонатно-вулканогенными породами, и в прогибах широко распространены гранитоидные интрузивы. Последние занимают площади до десятков и сотен квадратных километров и, как правило, имеют зональное строение. Центральные их части сложены гранитами и гранодиоритами, краевые — кварцевыми диоритами, диоритами, сиенит-диоритами, монцонитами, сиенитами. Они содержат многочисленные останцы вмещающих пород различных стадий изменения и сопровождаются значительными по мощности (от 300—500 м до 1,0—1,5 км и более) ореольными зонами ороговикования и гранитизации вмещающих пород. Как было показано исследованиями Ю. А. Кузнецова и др. [1971], их формирование происходило в мезо- и гипабиссальных условиях при широком проявлении процессов магматического замещения, а становление завершило стабилизацию подвижных зон. Такие интрузивы выделяются в формацию гранитоидных батолитов пестрого состава [Кузнецов Ю. А., 1964; Кузнецов Ю. А. и др., 1971].

Позднегеосинклинальные вулканические и плутонические андезитовые, габбровые и гранитоидные формации характеризуются нормальной кремнеземистостью и глиноземистостью, нормальной и повышенной щелочностью при преобладании Na над K во всех типах пород и повышенной основностью гранитоидных пород чаще всего в краевых зонах. Особенностью вулканических пород, их плутонических эквивалентов — габброидных и гранитоидных — является количественное увеличение в их составе дефицитно-центробежных элементов Ba, Sr, Be, Pb, W, Mo, типичных для «гранитно-метаморфического» слоя земной коры [Щербаков, 1976], и сокращение минимально-центробежных.

С формацией гранитоидных батолитов пестрого состава пространственно и генетически связаны собственно золоторудные месторождения. Такие месторождения представлены кварцевыми и карбонатно-кварцевыми жилами, системами жил, зонами рассланцевания и вкрапленно-прожилковой минерализации, а также штокверками и рудными телами неправильной формы, типичными для метасоматических карбонатно-кварцево-сульфидных залежей и скарнов. Рудные жилы, системы жил и штокверки размещаются в материнских гранитоидных массивах, в осадочно-вулканогенных и в вулканогенных толщах, в габбровых и в габбро-диабазовых интрузивах. Кварцевые жилы, системы жил, зоны рассланцевания и вкрапленно-прожилковой минерализации наиболее четко проявлены и выдержаны по простиранию и на глубину в однородных по составу алюмосиликатных породах. При выходе из алюмосиликатных пород в карбонатные они сменяются метасоматическими карбонатно-кварцево-сульфидными телами неправильной формы, невыдержанными по простиранию и на глубину.

Рудные минералы в собственно золоторудных месторождениях представлены пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, сфалеритом, гале-

нитом, молибденитом, шеелитом, пирротином, тетраэдритом, висмутином, электрумом, самородным золотом (пробность от 560—720 до 820—960) и относятся в основном к умеренно сульфидной ассоциации [Петровская, 1973]. Лишь метасоматические сульфидные тела с золотом, состоящие на 20—80% из сульфидов, представляют существенно сульфидную ассоциацию. Из нерудных минералов развиты кварц, карбонат, актинолит, хлорит, плагиоклаз, эпидот, серицит, турмалин, апатит, циркон. В связи с тем, что формирование собственно золоторудных месторождений происходит в несколько (две, три и более) стадий, рудные и нерудные минералы представлены в них несколькими генерациями. Околожильные изменения в золоторудных месторождениях выражаются в березитизации и лиственитизации вмещающих пород. Березиты и лиственниты нередко оказываются золоторудными.

Наряду с золото-кварцевым типом месторождений в генетической связи с позднегеосинклинальными гранитоидами распространены золото-скарновые месторождения. Среди минеральных типов золоторудных скарнов распространены известковые и магнезиальные гранатовые, диопсид-гранатовые, гранат-диопсид-магнетитовые, диопсид-гранат-везувиан-волластонитовые, диопсид-шпинелевые и др. Скарновые тела имеют линзовидную форму (диффузионные скарны), реже жилообразную (инфильтрационные скарны). Они невыдержанны по простиранию и на глубину. Состав рудных минералов в золото-скарновых месторождениях такой же, как и в кварцево-жильных. Промышленно-золотоносными являются перекристаллизованные скарны с наложенной гидротермальной кварцево-сульфидно-золоторудной минерализацией.

В золото-кварцево-жильных и в золото-скарновых месторождениях преобладают дефицитно-центробежные элементы Ba, Sr, Be, Pb, W, Mo, характерные для «гранитно-метаморфического» слоя земной коры. Образование месторождений, ассоциирующих с формацией гранитоидных батолитов, происходило в мезо- и в гипабиссальных условиях при P = = 5,0—3,0 кбар до 1,5 кбар и при T от 460 до 320 (золото-скарновые) до 300—200, 220—140°С (золото-кварцево-жильные).

Золоторудные месторождения, формирующиеся в позднегеосинклинальную стадию, выделяются, согласно классификациям Н. В. Петровской [1973], М. Б. Бородаевской, И. С. Рожкова [1978], Ю. Г. Щербакова [1974] и других исследователей, в золото-сульфидно-кварцевую и в золото-скарновую рудные формации.

Позднегеосинклинальные вулканические и плутонические андезитовая, трахиандезитовая, габбро-норитовая, габбро-сиенитовая формации, формация гранитоидных батолитов пестрого состава и ассоциирующие с ними золото-сульфидно-кварцевая и золото-скарновая рудные формации образуются в условиях динамических напряжений сжатия, развития и становления земной коры переходного (фемически-сиалического) типа. Для земной коры этого типа характерны появление «гранитно-метаморфического» слоя, развитие гранитоидов с широким проявлением процессов гранитизации, магматического замещения вмещающих пород и преобладание дефицитно-центробежных элементов [Щербаков, 1976, 1982].

В связи с этим важно подчеркнуть, что месторождения золото(серебро)-колчеданной и золото(серебро)-колчеданно-полиметаллической рудных формаций, образовавшихся в условиях земной коры океанического (фемического) типа, в процессе формирования земной коры переходного (фемически-сиалического) типа претерпевают регенерацию. В них образуются новые минеральные ассоциации с пиритом, арсенопиритом, тетраэдритом, блеклыми рудами, шеелитом, вольфрамитом, молибденитом, с самородным золотом, серебром, характерные для золоторудных месторождений земной коры переходного типа и принципиально отличные от золото(серебро)-колчеданных, золото(серебро)-колчеданно-полиметаллических месторождений. Поэтому раннегеосинклинальные ме-

сторождения золото(серебро)-колчеданной, золото(серебро)-колчеданно-полиметаллической формаций в позднегеосинклинальную стадию формирования земной коры переходного типа приобретают черты полигенности и полихронности, что особенно четко проявлено в золото-колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая и на что неоднократно обращали внимание Г. Н. Щерба, Д. И. Горжевский, Г. Ф. Яковлев, В. С. Кузебный и др.

В орогенную стадию на общем фоне восходящих движений в условиях динамических напряжений сжатия происходит заложение и развитие наложенных прогибов и межгорных впадин [Лучицкий, 1960; Моссаковский, 1963; Кузнецов В. А., 1966]. В них формируются вулканические трахибазальтовая, риолит-трахит-трахиандезитовая и комагматичные им плутонические габбровая, габбро-диоритовая, сиенитовая, гранитовая формации. Диориты, диоритовые порфириты, граниты, гранитовые порфиры, граносиениты, сиениты, с которыми ассоциируют золоторудные месторождения и рудопроявления, образуют штоки, лополиты, дайки, системы даек, силлы, обладают в большинстве случаев порфировыми структурами и проявляют связь с вулканическими породами, что свидетельствует о формировании их в гипабиссальных и в близповерхностных условиях при $P = 3{,}0—1{,}5$ кбар и менее. Они характеризуются повышенной кремнеземистостью, нормальной глиноземистостью, высокой щелочностью при равном соотношении K и Na или преобладании K над Na и низким содержанием Ca и Mg. В них преобладают K, Rb, Li, Cs, Pb, W, Ta — центробежные элементы, по классификации Ю. Г. Щербакова [1976].

Золоторудные месторождения орогенной стадии представлены преимущественно кварцево-жильными, вкрапленно-прожилковыми, реже скарновыми телами. Наряду с традиционными для золоторудных месторождений минералами — пиритом, арсенопиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, тетраэдритом, теннантитом, самородным золотом (пробность от 350 до 750) — в них широко развиты электрум, алтаит, гессит, теллуриды золота и серебра, самородное серебро. Поэтому месторождения орогенной стадии выделяются в золото-серебряную рудную формацию. Для месторождений этой формации характерны преобладающая связь с вулканоплутоническими ассоциациями андезит-дацит-риолитового и диорит-граносиенитового состава, проявление околорудных пропилитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов, преобладающее развитие центробежных элементов — K, Rb, Li, Cs, Pb, W, Ta и формирование при температуре от 380—320 до 300—200 и 200—140°C.

Все перечисленные геологические и геохимические признаки свидетельствуют о формировании магматических формаций и ассоциирующих с ними месторождений золото-серебряной рудной формации в условиях развития земной коры континентального (сиалического) типа [Моссаковский, 1979].

В послеорогенные раннюю и позднюю стадии активизации консолидированных тектонических структур в условиях динамических напряжений сжатия, сменяемых кратковременными напряжениями растяжения, формируются щелочно-базальтовая и щелочно-гранитовая формации [Оболенская, 1984]. С названными магматическими формациями обнаруживают отдаленную парагенетическую связь золото-серебряные редкометалльные месторождения, располагающиеся в активизированных тектонических структурах. Эти месторождения и рудопроявления представлены карбонатно-кварцевыми жилами и прожилками, зонами прожилково-вкрапленной минерализации, штокверками и околорудно-измененными породами гидрослюдистого состава. Наряду с пиритом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, антимонитом в них развиты сульфосоли свинца, меди, серебра, а также самородные золото и серебро. Нередко в них встречаются шеелит, молибденит, а также арсениды кобальта, никеля, ртуть [Борисенко и др., 1984; Оболенский, 1985]. Формирование

этих месторождений происходило при $P = 1{,}0—0{,}5$ кбар и $T = 250—80$°С. Такие сложные, неоднородные по минеральному составу месторождения с золотом, серебром и редкими металлами зон активизации выделяются в золото-серебро-редкометалльную рудную формацию.

Формирование месторождений и рудопроявлений золото-серебро-редкометалльной рудной формации происходило в условиях земной коры континентального типа. Однако в месторождениях названной формации наряду с сиалическими центробежными элементами K, Rb, Cs, Pb, W, Sb распространены в равной мере фемические центростремительные и минимально-центробежные элементы Co, Ni, Hg, Fe и др., характерные, как отмечалось выше, для коры океанического типа. А. А. Оболенский [1985], А. С. Борисенко и др. [1984] подчеркивают на основании изучения изотопного состава Pb, O, H, C, S минералов ртутных, кобальтовых месторождений, ассоциирующих с золото-серебро-редкометалльными, участие в их образовании рудных элементов корового и подкорового происхождения. Все это позволяет говорить о том, что образование месторождений золото-серебро-редкометалльной рудной формации происходило в условиях земной коры *континентального* типа, *активизированной* глубинными процессами.

Таким образом, региональная генетическая модель эволюции золоторудных формаций в истории становления земной коры разновозрастных складчатых структур Алтае-Саянской области предусматривает: 1) на ранней стадии геосинклинального развития тектонических структур проявление динамических напряжений растяжения вдоль глубинных разломов и формирование земной коры океанического типа с золото(серебро)-колчеданной и золото(серебро)-колчеданно-полиметаллической рудными формациями; 2) в позднегеосинклинальную стадию смену динамических напряжений растяжения напряжениями сжатия, формирование земной коры переходного типа с золото-сульфидно-кварцевой и с золото-скарновой рудными формациями; 3) проявление в орогенную стадию динамических напряжений сжатия, формирование земной коры континентального типа и золото-серебряной формации; 4) в послеорогенные стадии проявление динамических напряжений сжатия, сменяемых кратковременными напряжениями растяжения, развитие земной коры континентального типа, активизированной глубинными процессами, или, иначе говоря, формирование активизированной континентальной земной коры с золото-серебро-редкометалльной рудной формацией; 5) четко выраженную тенденцию ассоциации золоторудных формаций на ранних стадиях развития земной коры с базальтоидными магматическими формациями и сопутствующими элементами фемического (центростремительного) типа, на поздних стадиях — с гранитоидными магматическими формациями и сопутствующими элементами сиалического (центробежного) типа.

Эта модель соответствия конкретных золоторудных формаций определенным типам земной коры [Алабин, 1983] находит подтверждение в других регионах Урало-Монгольского и Тихоокеанского складчатых поясов [Матвеенко, 1973; Бородаевский, Левитан, 1974; Радкевич, 1977; Бородаевская, Кривцов, 1980; Шило и др., 1982; Металлогенические провинции..., 1983; Константинов, 1984], а также в складчатых структурах Европы, Северной и Южной Америки, Австралии [Шер, 1972, 1974; Некрасов, Лебедева, 1981; Gabelman, 1968; Boyle, 1979; Baumann, 1981], т. е. приобретает не региональный, а глобальный характер. Согласно модели, проявления в палеозойских тектонических структурах с океаническим типом земной коры золото(серебро)-колчеданных, золото(серебро)-колчеданно-полиметаллических месторождений в Северной и Южной Америке позволяют предлагать поиски золоторудных месторождений аналогичных формационных типов в салаирских (раннекаледонских) складчатых структурах с океаническим типом земной коры в Западной Сибири и в других регионах. Наличие в Алтае-Саянской области оруденения золото-скарнового формационного типа в складчатых структурах

земной коры переходного типа допускает поиски его в других сходных по тектоническому развитию и строению регионах. Наконец, наличие золото-серебро-редкометалльных месторождений в структурах активизированной континентальной коры в Забайкалье и в других регионах нацеливает на поиски подобных месторождений в сходных типах земной коры Алтае-Саянской области. В связи с этим дальнейшее совершенствование модели эволюции золоторудных формаций в истории становления земной коры с углубленным количественным изучением физико-химических параметров коро- и рудообразования имеет важное теоретическое и практическое значение: а) для выявления условий формирования и закономерностей размещения золоторудных месторождений во времени и в пространстве, т. е. в складчатых структурах с определенным типом земной коры; б) для качественного и количественного прогнозирования новых золоторудных районов, полей, месторождений, рудных тел конкретного формационного типа в складчатых структурах с определенным типом земной коры; в) для целенаправленного ведения поисковых и разведочных работ промышленных золоторудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Алабин Л. В. Структурно-формационная и металлогеническая зональность Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 112 с.

Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 172 с.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Положение колчеданных залежей Урала в разрезах вулканогенных формаций // Геология рудн. месторождений.— 1980.— № 6.— С. 47—59.

Бородаевская М. Б., Рожков И. С. Месторождения золота // Рудные месторождения СССР.— М.: Недра, 1978.— Т. 3.— С. 5—76.

Бородаевский Н. И., Левитан Г. М. О некоторых закономерностях размещения золота в провинциях складчатых областей фанерозоя // Сов. геология.— 1974.— № 9.— С. 72—77.

Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков.— М.: Недра, 1977.— 197 с.

Дистанов Э. Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири.—Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 351 с.

Константинов М. М. Золотое и серебряное оруденение вулканогенных поясов мира.— М.: Недра, 1984.— 165 с.

Кузебный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения.— Алма-Ата: Наука, 1975.— 342 с.

Кузнецов В. А. Основные черты эндогенной металлогении Алтае-Саянской складчатой области // Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1966.— С. 16—47.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Недра, 1964.— 387 с.

Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеева Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау.— М.: Наука, 1971.— 352 с.

Лапухов А. С. Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 264 с.

Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 276 с.

Матвеенко В. Т. Региональные закономерности образования во времени и размещения в пространстве золотого оруденения северо-западной части Тихоокеанского тектонического пояса // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Наука, 1973.— Т. 10.— С. 213—229.

Металлогенические провинции и пояса Казахстана/Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Степанов В. В. и др.— Алма-Ата: Наука, 1983.— 240 с.

Моссаковский А. А. Тектоническое развитие Минусинских впадин и их горного обрамления в докембрии и палеозое.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.— 216 с.

Моссаковский А. А. Структурные и вещественные аспекты проблемы становления континентальной коры // Тектоническое развитие земной коры и разломы.— М.: Наука, 1979.— С. 159—170.

Некрасов Е. М., Лебедева Н. А. Закономерности размещения крупных золоторудных месторождений (на примере рудного пояса Абитиба, Канада) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 7.— С. 117—133.

Оболенская Р. В. Мезозойские магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность // Химизм магматических формаций Сибири.— Новосибирск, 1984.— С. 133—135.

Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.
Петровская Н. В. Самородное золото.— М.: Наука, 1973.— 347 с.
Радкевич Е. А. Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса.— М.: Наука, 1977.— 176 с.
Шер С. Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия, Океания).— М.: Недра, 1972.— 296 с.
Шер С. Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка).— М.: Недра, 1974.— 256 с.
Шило Н. А., Сидоров А. А., Гончаров В. И. и др. Генетические типы оруденения вулканогенных поясов // Геохимическая модель земной коры и верхней мантии в зонах перехода от континентов к Тихому океану.— Владивосток, 1982.— С. 100—104.
Щербаков Ю. Г. Геология золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 278 с.
Щербаков Ю. Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 217—229.
Щербаков Ю. Г. Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 77—84.
Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и полихронность колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология рудн. месторождений.— 1975.— № 3.— С. 66—77.
Baumann L. Zur genetischen Stellung der erzgebirgischen Mineralparagenesen. Probleme der Paragenese // Leipzig: VEB Deutscher Verlag f. Grundstoff Industrie, 1981.— S. 9—24.
Boyle R. W. The geochemistry of gold and its deposits // Geol. Survej Canada.— 1979.— Bull. 280.— P. 584.
Gabelman J. W. Metallotectonic zoning in the North American Appalachian Region // Intern. geol. Congress, proc. section 7. Endogeneus Ore Deposits.— Prague, 1968.— P. 17—33.

А. Ф. Коробейников, Л. Я. Ерофеев, Г. Г. Номоконова

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОРОГЕННЫХ СТРУКТУР

Изучение и оценка объектов поисковых работ проводятся по единым принципам. Такие принципы вырабатываются на основе созданной теории геолого-структурных, минералогических, геохимических и геофизических полей. Успехи прогнозирования и поисков рудных месторождений прежде всего зависят от создания наиболее достоверных геолого-геофизических моделей их формирования.

Рассматриваются закономерности формирования и размещения золоторудных полей, месторождений в минералогических, геохимических, геофизических полях, выявленные на основе изучения рудно-метасоматической зональности и структуры физических полей в различных геологических условиях Сибири. Исследованы месторождения палеозойских складчатых областей и структур мезозойской тектономагматической активизации. Месторождения золота относятся к золото-скарновой, золото-альбититовой, золото-кварцево-березитовой, золото-углеродисто-сульфидной, золото-халцедон-кварцевой формациям.

Метасоматические и рудные формации и закономерности их размещения. Специфика золотоносных площадей изученных складчатых систем выразилась в совмещении в единых зонах проявлений разноглубинного и разновозрастного базальтоидного и гранитоидного магматизма, в сложном блоковом и ярусном их строении, в дифференцированных знакопеременных магнитных и гравитационных полях. Золотое оруденение связано со становлением орогенной гранитоидной формации повышенной основности и магнитности и ее дайковой серии диорит-лампрофирового и порфирового ряда. Для продуктивных гранитоидных интрузий свойственны

набор контрастных по составу и физическим свойствам пород от габброидов до гранитов; натриевая специализация пород (Na преобладает над K на 1—2 мас.%); присутствие муассанита, самородных Zn, Pb, Bi, Fe, Sn, Ag, Au и других минералов восстановительной обстановки образования; преобладание Cl над F во флюидной фазе кристаллизующихся интрузий; выраженные явления щелочного автометасоматоза; повышенные параметры распределения Au, Ag, Bi, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Te, Ba в минералах гранитоидов и ореолов повышенной золотоносности контактовых метаморфитов ($K_n^{Au} = 1{,}2 - 1{,}4$) и метасоматитов ($K_n^{Au} = 1{,}3 - 250$) [Коробейников, 1982, 1983]. Золотое оруденение в структурах тектономагматической активизации связано с субвулканическими интрузиями гранодиорит- и плагиогранит-порфиров [Тимофеевский, 1972].

Золото-скарновая гипабиссальная формация включает золотоносные скарны и золото-пирротин-медно-сульфидные метасоматические залежи на контактах гранитоидов с доломитами. Продуктивными оказались магнезиальные, известковые скарны, скарново-магнетитовые залежи, подверженные процессам перекристаллизации, околорудного метасоматоза в стадию кислотного выщелачивания скарнов — актинолитизации, окварцеванию, лиственитизации, сульфидизации. Кроме золотоносных скарнов встречаются золото-сульфидные контактово-метасоматические залежи. Магнезиальные скарны возникали в магматический этап в результате магматического замещения доломитов [Коржинский, 1955]. Послемагматический этап привел к формированию известковых скарнов и послескарновых метасоматитов — скаполитовых, альбитовых, магнетит-тремолит-хлоритовых, серпентин-тальковых, кварцево-серпентин-кальцит-гематитовых, кальцит-хлорит-пирит-пирротиновых. Парагенетический анализ продуктов послемагматических процессов свидетельствует о близкопоследовательном времени образования скарновых, послескарновых и рудных минералов. Среди продуктивных ассоциаций в скарнах выделяются: 1) высокотемпературные (420—260°С) золото-кварцево-актинолитовые штокверковые; 2) среднетемпературные (320—240°С) золото-сульфидные вкрапленно-прожилковые; 3) золото-пирротин-медно-сульфидные контактовые залежи в кальцифирах (300—200°С).

Золото-кварцево-березитовая среднеглубинная формация включает кварцевые жилы и штокверки с разным сочетанием сульфидов среди березитов-лиственитов, гумбеитов. Золото-кварцевые жилы и штокверки залегают в зонах мелкой трещиноватости и в крупных сколовых трещинах среди эффузивно-осадочных, нередко углеродистых, пород рифея и палеозоя, габбро-диоритов, монцонитов, гранодиоритов, плагиогранитов нижне-верхнепалеозойских интрузивов. По характеру продуктивных минеральных ассоциаций руд и околорудных метасоматитов выделено восемь типов руд, отвечающих определенным стадиям минералообразования: I — высокотемпературный (440—220°С) вкрапленный убогосульфидный золото-кварцевый в альбититах; II — высокотемпературный (420—250°С) жильно-прожилковый убогосульфидный кварцево-золото-актинолитовый в амфиболизированных габбро-диоритах, диабазах; III — высоко-среднетемпературный (440—240°С) жильный кварцево-золото-шеелитовый в зонах лиственитизации диабазов; IV — среднетемпературный (390—200°С) жильный и прожилковый кварцево-золото-висмуто-сульфидный в березитизированных углеродистых сланцах, гранитоидах, порфиритах; V — среднетемпературный (320—120°С) малосульфидный жильно-прожилковый кварцево-золото-полиметаллически-сульфидный в березитизированных гранитоидах, сланцах; VI — среднетемпературный (320—130°С) прожилково-вкрапленный золото-углеродисто-сульфидный в березитизированных углеродистых сланцах; VII — средне-низкотемпературный (280—110°С) кальцит-золото-хлоритовый убогосульфидный в зонах карбонатизации габбро-диабазов; VIII — низкотемпературный (260—80°С) кварцево-карбонатно-золото-антимонитовый жильно-прожилковый в зонах карбонатизации и аргиллизации диоритов, порфиритов, сланцев.

В распределении месторождений разных минеральных типов в пределах крупных структур проявляется региональная зональность, обусловленная глубиной становления интрузий (2—7 км), метасоматитов и руд (1,5—6 км) и величиной эрозионного среза отдельных блоков этих зон. Например, в Восточном Саяне ярусность размещения золотого оруденения обусловлена блоковым строением зоны и приуроченностью золото-медно-сульфидных залежей к средним и верхним горизонтам кембрийской карбонатной толщи, а жильно-прожилковых и вкрапленных золото-кварцево-сульфидных руд — к верхним горизонтам перекрывающей среднекембрийской вулканогенно-сланцевой толщи, где в рудах преобладают сульфиды Zn, Pb, Ag. При этом эндоконтактовая зона (0,5—1 км) характеризуется жильно-вкрапленными кварцево-золото-сульфидными, контактовая зона (0,1—0,5 км) — массивными золото-пирротин-медно-сульфидными метасоматическими залежами, экзоконтактовая зона (0,3—2 км) — вкрапленными карбонатно-золото-гематитовыми рудами.

Рудно-метасоматическая зональность. Для всех изученных золоторудных месторождений выявлена однотипная рудно-метасоматическая зональность — закономерная смена по вертикали снизу вверх гидротермальной колонны ранних площадных щелочных метасоматитов (калишпатовых, альбитовых, биотитовых) на поздние околорудные березиты-лиственты, гумбеиты (или аргиллизиты) с вкрапленно-прожилковыми, штокверковыми, жильными рудами. Каждому типу метасоматитов соответствует определенный структурно-морфологический тип оруденения: прожилково-вкрапленные золото-редкометалльные руды — в верхней части зоны щелочных метасоматитов и грейзенов; жильно-штокверковые кварцево-золото-сульфидные, золото-сульфидные метасоматические залежи, вкрапленно-прожилковые золото-сульфидные находятся на уровне березитов-лиственитов, гумбеитов, а прожилковые карбонатно-золото-гематитовые — в зоне карбонатизации — хлоритизации пород (рис. 1). Общий вертикальный размах рудно-метасоматических колонн достигает 1200—3800 м.

Щелочные метасоматиты возникали в апикальных и приконтактовых частях гранитоидных массивов, осложненных разрывами и зонами трещи-

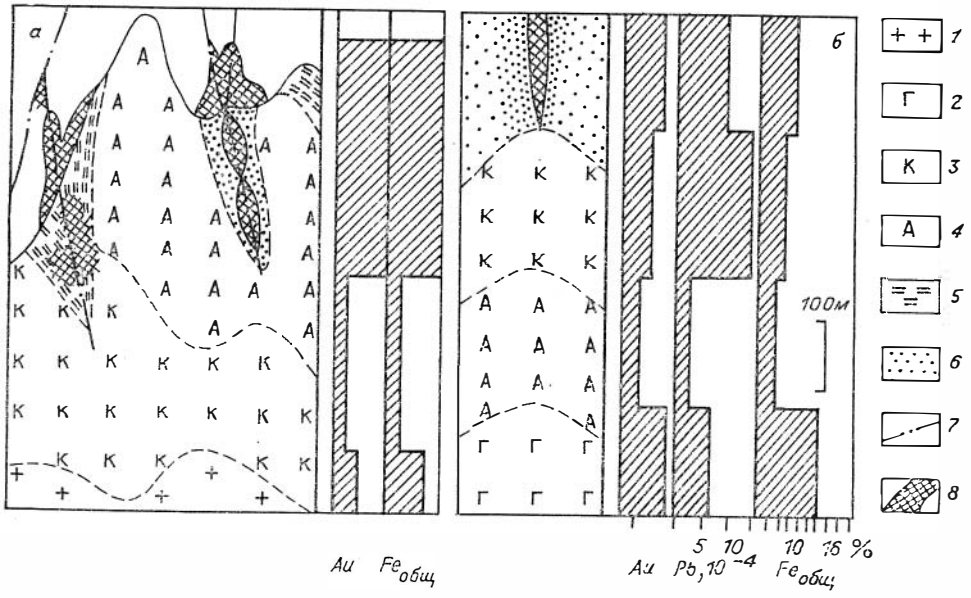


Рис. 1. Рудно-метасоматическая зональность месторождения в гранитоидном массиве (*а*) и в дайковом комплексе нижнепалеозойских габбро-диабазов (*б*).

1 — гранодиориты, пл
альбитизиров
агиогр
анные,
б — би
7 — разрывы; *8* — прожилковые, жильные золото-кварцево-сульфидные и контактово-метасоматические золото-пирротин-борнитовые руды.

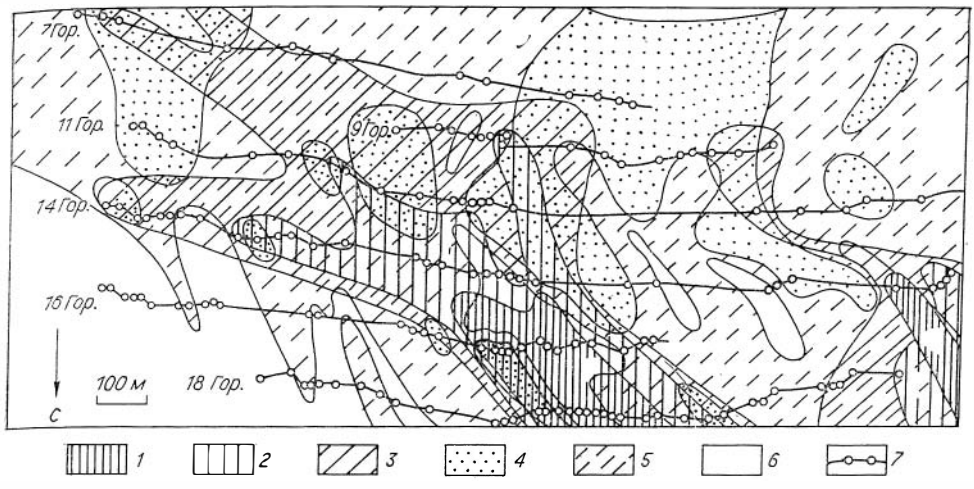


Рис. 2. Рудно-метасоматическая зональность кварцево-жильного месторождения в углеродистых сланцах.

1—3 — поля развития минералов околожильных метасоматитов: тремолита (*1*), гидробиотита (*2*) и хлорита (*3*); *4—6* — значения коэффициента рудной зональности: высокие (*4*), средние (*5*) и низкие (*6*); *7* — точки отбора проб по горизонтам.

новатости. Эти метасоматиты образуют крупные зоны, штоки (0,5—2,5 км) среди интрузивов. Калиевые метасоматиты, состоящие из ортоклаза (25—50%), кварца (30—40%), мусковита (1—10%) чаще занимают корневые участки метасоматической колонны. В краевых частях калишпатизации иногда возникали биотитовые метасоматиты. Кварцево-альбитовые метасоматиты слагают внешние зоны калишпатизации или образуют секущие тела размером 1—3 км в длину и 0,2—1,2 км в ширину. В других случаях калишпатиты занимают верхнее положение в метасоматической колонне, выступая в качестве краевой фации альбититов. Границы зон с боковыми породами постепенные, иногда резкие. Метасоматиты сложены альбитом № 1—7 (50—70%), кварцем (20—40%), ферроактинолитом или биотитом, хлоритом, эпидотом, апатитом с пиритом, молибденитом, халькопиритом, золотом. В нижних частях термогидроколонн преобладал вынос до 20—50% Si, Fe, Au, Ag, Cu, Pb, Bi из замещаемых пород. Накопление вещества с образованием вкрапленно-прожилковых кварцево-золото-редкометалльных руд происходило в средних и верхних частях этих колонн. Зональность околорудных метасоматитов жильных месторождений выразилась в развитии на нижних горизонтах пород тремолит-гидробиотитового, мусковитового, хлоритового состава, на средних — кварцево-пирит-серицитового, а на верхних — карбонатного, гидромусковитового (рис. 2). Они подстилаются альбит-калишпатовыми метасоматитами. Жильные руды в центральных частях метасоматических зон формировались первоначально путем метасоматоза с возникновением полосчатых и книжных текстур. Кверху эти метасоматические тела сменяются кварцевыми жилами выполнения трещинных полостей.

Для районов тектономагматической активизации складчатых структур формирование месторождений золота также нередко происходило путем синхронного рудоотложения с метасоматизмом, когда рудное вещество концентрировалось в определенной зоне метасоматической колонки и оформлялось в ней в виде синметасоматической вкрапленности и прожилков [Лапин, Широких, 1981]. Предрудная высокотемпературная (450—220°С) стадия кварцево-палевошпатового метасоматоза сопровождалась выщелачиванием Ca, Fe, Au. Часть золота переотлагалась во внешнюю зону слабого гидротермального изменения пород с образованием кварцево-амфиболовых и биотит-апатитовых золотоносных ассоциаций. Во вторую рудную стадию формировались березиты, гидроберезиты или аргиллизи-

ты с жильно-штокверковой продуктивной минерализацией (400—180°С).

Размещение рудной минерализации по падению различных рудно-метасоматических колонн чаще прерывисто-волнообразное. При этом вертикальная зональность нередко выражается в смене снизу вверх более высокотемпературных кварцево-золото-пирит-арсенопиритовых (390—280°С) среднетемпературными (320—200°С) кварцево-золото-полиметаллически-сульфидными (400—500 м выше) и низкотемпературными (280—110°С) кварцево-сульфосольными (400 м выше) жильными рудами в зонах березитов-лиственитов. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в минералах метасоматитов и жил с глубиной возрастают с 200 до 360°С в интервалах 600—800 м по падению зон.

Геохимическая зональность. Эндогенная рудно-метасоматическая зональность подчеркивается зональным размещением первичных ореолов элементов. Выделяются надрудные (Ba, Sb, Hg), околорудные (Cu, Pb, Zn, Bi, Te, As_1, Ag, Au, W) и подрудные (Ni, Co, V, Cr, Mn, Ti, Be, Mo, As_2) их группы. В горизонтальном разрезе внешнюю зону слагают Ba, затем Hg, Sb, среднюю — Cu, Pb, Zn, Bi и внутреннюю — V, Cr, Ni, Co, Mo, As, Ag, Au, иногда W, Be. Концентрация элементов в ореолах возрастает по сравнению с фоновой вмещающих пород в десятки — сотни раз. Качественный состав этих ореолов одинаков для различных типов месторождений, но интенсивность и масштабы их проявления оказались наибольшими для золото-сульфидных метасоматических залежей по сравнению с кварцевыми жилами. Отдельные геохимические ореолы чаще представляют собой плоские факелы, в 2—17 раз превышающие размеры рудных тел и околорудных метасоматитов. Кверху они распространяются по контролирующим структурам на десятки — сотни метров.

Специальное изучение распределения элементов-примесей в пиритах разных месторождений подтверждает зональное размещение различной минерализации в рудно-метасоматических зонах. На контактово-метасоматических месторождениях изменения содержаний Au и элементов-спутников в пиритах рудных тел и околорудно измененных пород на глубину носят волнообразный характер с амплитудой волны концентрации в 200—240 и 360—400 м. В пиритах нижних горизонтов изученных объектов отношения Au : Ag, Bi : Sb, Co : Ni, Zn : Pb не достигли своего максимума, что позволяет прогнозировать оруденение на глубину (рис. 3). В кварцево-жильных месторождениях офиолитового пояса Кузнецкого Алатау с глубиной наиболее монотонно изменяются мультипликативные показатели зональности Ba·Hg·Sb : Cr·Ni·Ca·W, Cu·Pb·Zn·Ag : Co·Ni·V·Cr на 800—1200 м по падению рудного тела. Выявленная зональность явилась результатом рудно-метасоматических процессов в пространственно разобщенных тектонических зонах, обусловивших формирование отдельных рудных участков с законченным циклом выщелачивания и отложения вещества.

Зональное размещение различных типов руд и эндогенных геохимических ореолов подчеркивается изменчивостью состава и свойств газово-жидких включений в метасоматической колонне. Наиболее характерными показателями эволюции рудообразующих растворов в пространстве оказались изменения отношений $SO_4^{-2} + HCO_3^- : Cl^-$, $K^+ : Na^+$, $Ca^{+2} + Mg^{+2} : K^+ + Na^+$ и pH водных вытяжек этих включений в кварцах и карбонатах. Эти показатели изменяются с глубиной от 50 до 0,02. Установлено волнообразное изменение этих параметров с глубиной, соответствующее характеру размещения рудных столбов в структурах, при величине отдельных ритмов 160—240 и 360—400 м для контактово-метасоматических и 600—1200 м для жильных месторождений. Температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварцах, карбонатах чаще обратно пропорциональны продуктивности кварцево-сульфидных жил и увеличиваются с глубиной с градиентом 10—20°С на 100 м.

Закономерности размещения метосоматитов и руд в физических полях. Локализация рудных тел и околорудных метасоматитов определялась

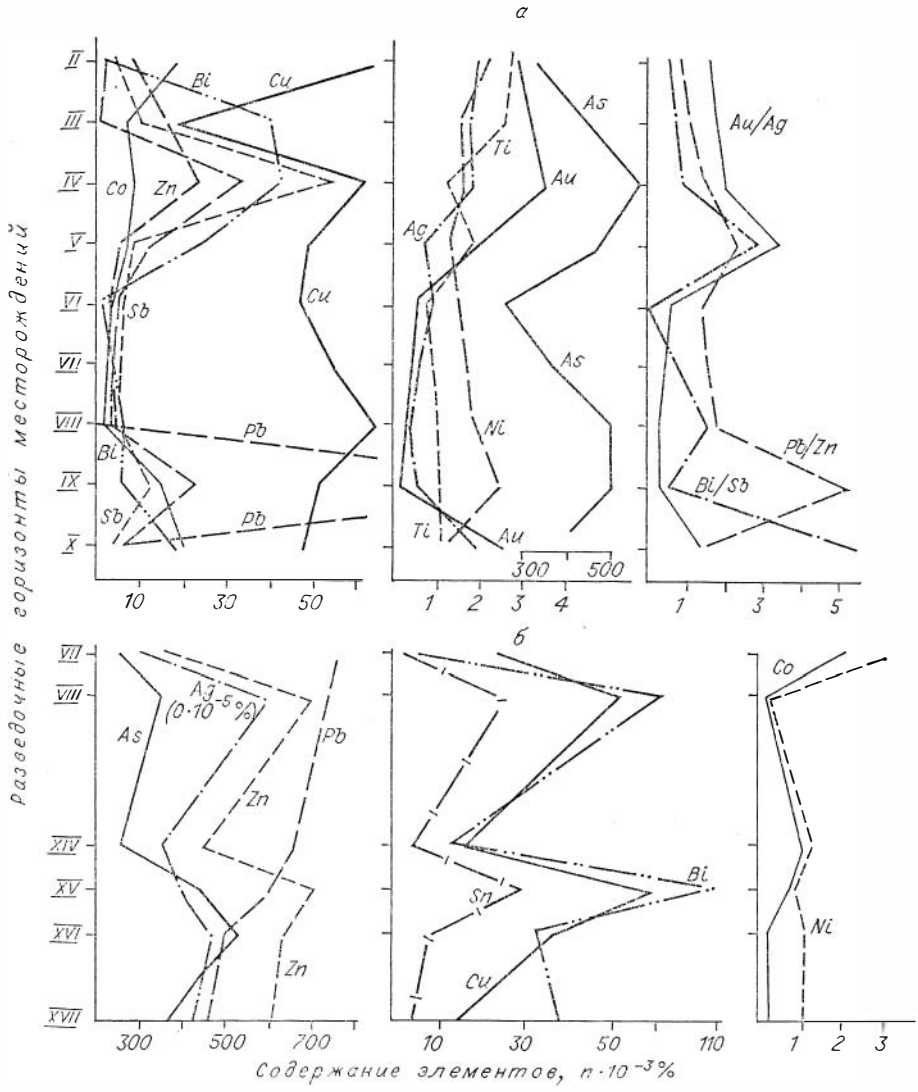


Рис. 3. Изменение средних содержаний элементов-примесей в пиритах руд контактово-метасоматического (*а*) и гидротермально-жильного кварцево-золото-сульфидного в углеродистых сланцах (*б*) месторождений палеозойских орогенных структур.

сочетанием комплексов пород с определенными физическими свойствами. В геофизических полях это выразилось в избирательной приуроченности рудных тел и метасоматитов к аномалиям определенного знака или уровня значений (рис. 4). Более сложные взаимоотношения физических полей и рудно-метасоматических зон установлены в контактово-метасоматическом месторождении (рис. 5). Здесь рудоносная площадь окружена графитизированными породами, которые хорошо проявляют-

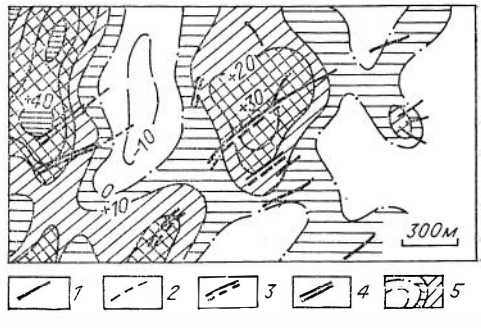


Рис. 4. Избирательная локализация золотоносных кварцево-сульфидных жил в повышенно магнитных породах.

1—4 — жилы с преобладанием в составе руд минеральных ассоциаций: пирит-арсенопиритовой (*1*), кварц-турмалиновой (2), антимонитовой (3), пирротин-халькопиритовой (*4*); *5* — изолинии осредненного магнитного поля, десятки нТ; вмещающие породы — гранодиориты.

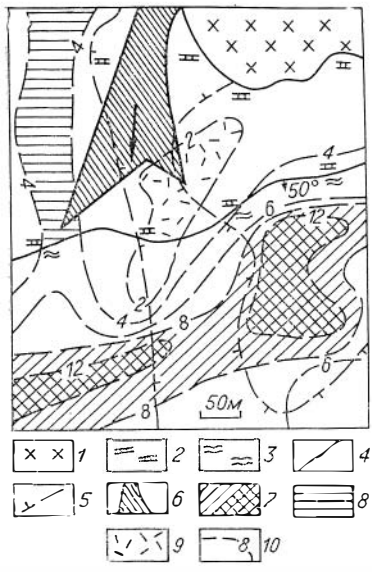


Рис. 5. Обрамление золото-сульфидной залежи зоной графитизации на месторождении контактово-метасоматического типа.

1 — гранодиориты, кварцевые диориты; *2* — известняки; *3* — ороговикованные эффузивы; *4* — геологические границы; *5* — границы скрытого интрузивного выступа по магнитометрическим данным; *6* — контур слепой рудной залежи (на глубинах 200—400 м), стрелка — направление склонения оруденения; *7* — графитизация и рассеянная сульфидная минерализация в ороговикованных породах; *8* — графитизация в известняках; *9* — интенсивно мраморизованные известняки; *10* — изолинии вызванной поляризации, %.

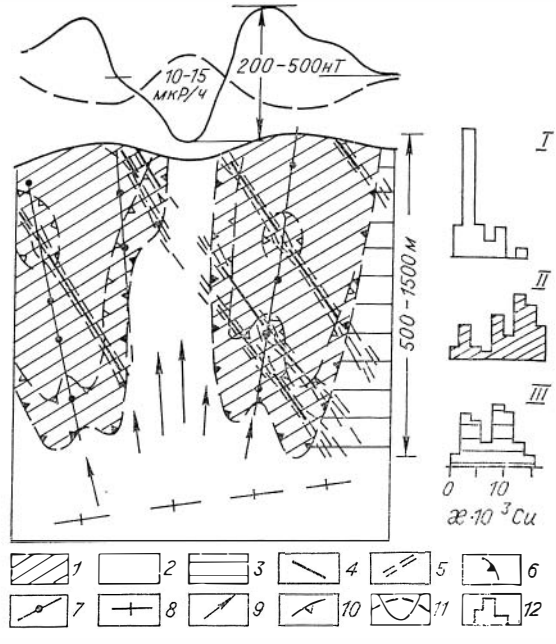


Рис. 6. Физико-геологическая модель месторождения золота в гранодиоритовом массиве.

1—3 — гранодиориты: *1* — рудовмещающие повышенно магнитные, *2* — калишпатизированные пониженно магнитные, *3* — умеренно магнитные за пределами рудных участков; *4* — золотоносные кварцево-сульфидные жилы; *5* — зоны березитизации; *6* — границы развития золотопродуктивных рудных тел; *7* — зоны локальной калишпатизации; *8* — линия сопряжения с зоной повышенной флюидопроницаемости; *9* — направление движения рудоносных растворов по зоне калишпатизации; *10* — граница развития высокотемпературных парагенезисов в жилах; *11* — графики радиоактивности (штриховая линия) и магнитного поля; *12* — гистограммы магнитной восприимчивости гранодиоритов из зон пониженной (I), повышенной рудовмещающей (II) и умеренной (III) магнитности.

ся в виде аномалий вызванной поляризации. Графитизация пород осуществлялась под воздействием контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов.

Исследования показали, что золоторудные проявления тяготеют к площадям с повышенными магнитными характеристиками пород [Ерофеев, Номоконова, 1972]. Например, на рис. 6 показана модель месторождения, расположенного в гранодиоритовом массиве, в пределах развития наиболее магнитных пород. Формирование массива происходило при активном участии явлений магматического замещения вмещающих вулканогенных пород основного состава. В послемагматический этап магнитность интрузивных пород изменялась еще дважды. Наиболее существенно она понижалась при площадной альбитизации и калишпатизации, а затем при околожильной березитизации. Рудные тела размещаются исключительно на участках пород с повышенной магнитной восприимчивостью и пониженной радиоактивностью на фронте затухания полевошпатовых метасоматитов. Эти метасоматиты характеризуются пониженной магнитной восприимчивостью и повышенной радиоактивностью. Размеры и интенсивность положительных и отрицательных геофизических аномалий находятся в полном соответствии с масштабами и интенсивностью прошедшего щелочного метасоматоза. При этом степень золотоносности кварцево-сульфидных жил резко сокращается за пределами повышенно-магнитных пород при их выклинивании. Минералогический состав руд в жилах закономерно изменяется по отношению к зонам щелочного метасоматоза (рис. 6, 7).

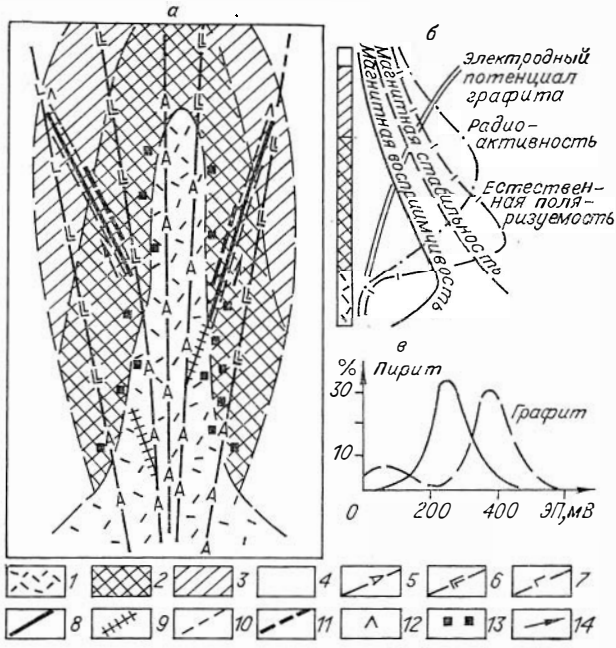


Рис. 7. Физико-геологическая модель месторождения золота в углеродистых сланцах.

а — модель-разрез; *б* — изменение физических параметров сланцев в вертикальном разрезе месторождения; *в* — различие в электродных потенциалах (ЭП) минералов-полупроводников рудовмещающих сланцев.

1—4 — углеродисто-кремнистые сланцы: *1* — осветленные (альбитизация, окварцевание, карбонатизация), *2*, *3* — графитизированные с рассеянной пирит-пирротиновой (*2*) и пиритовой (*3*) минерализацией, *4* — за пределами зоны графитизации; *5—7* — дайки габбро-диабазов: *5* — пониженно магнитные альбитизированные, *6* — повышенно магнитные амфиболизированные, *7* — умеренно магнитные; *8* — золотоносные кварцевые жилы; *9* — кварц-альбитовые жилы; *10* — березиты; *11* — околорудная графитизация; *12* — лиственитты в дайках; *13* — участки, обогащенные пирротином; *14* — вектор зональности состава жил.

Появление магнитных аномалий среди комплекса пород обусловлено в основном повышенными содержаниями магнетита и пирротина. Исследованиями Ю. Г. Щербакова [1974] показано, что магнетит является одним из основных концентраторов золота в породах. Магнитные аномалии разного порядка и интенсивности соответствуют рудным районам, полям, месторождениям. В стволовых кварцево-рудных жилах вмещающие породы с повышенной магнитной восприимчивостью контролируют размещение рудных столбов [Номоконова, Ерофеев, 1973].

В магнитных полях рудных районов хорошо прослеживаются изменения состава и намагниченности вмещающих пород при последующем магматизме и метасоматизме. Например, в структуре мезозойской тектономагматической активизации установлено двухэтапное проявление гранитоидного магматизма. В орогенный этап становления складчатой системы сформировались гранодиоритовые плутоны. Более основные и повышенномагнитные фации пород связаны с магматическим замещением исходных основных эффузивов и габброидов геосинклинального этапа. В этап активизации гранодиоритовые массивы подверглись магматическому замещению и площадным процессам послемагматического метасоматоза — альбитизации и калишпатизации. Это привело к снижению основности гранодиоритов и их магнитной восприимчивости. В контактовых зонах массивов формировались участки пород с фиксацией выносимого из исходных пород железа. В результате последовательного развития магматических и метасоматических процессов и сформировались рудовмещающие повышенно-магнитные породы. Рудный район представляет собой блок древних пород, сохранившийся от полного замещения гранитоидами, которые окружают и подстилают его. Месторождения располагаются на участках пород блока с повышенной магнитной восприимчивостью. Здесь магнитная восприимчивость вмещающих пород в 1,5—2 раза выше, чем магнитность аналогичных пород за пределами месторождения. В пределах месторождения проявляются и наиболее интенсивные отрицательные аномалии магнитного поля, фиксирующие безрудные участки. Совмещение отрицательных и положительных магнитных аномалий отражает пространственную сопряженность участков мобилизации и отложения железа и других компонентов пород и является характерной особенностью большинства изученных месторождений золота.

На месторождениях, локализованных в углеродистых терригенных толщах, рудные тела располагаются закономерно относительно аномалий геоэлектрических полей. Площади окварцованных, альбитизированных, карбонатизированных пород фиксируются положительными аномалиями естественного электрического поля и удельного электрического сопротивления, а также пониженными значениями вызванной поляризации. Участки графитизации алевролитов, аргиллитов, сланцев характеризуются противоположными по знаку аномалиями этих полей. Золотоносные кварцевые жилы размещаются или в пределах графитизированных сланцев, или на границе их с осветленными разностями пород (см. рис. 7). На этих участках создавались условия наибольшего градиента электрохимических и физико-механических свойств пород. Физические параметры рудовмещающих терригенных пород изменяются и в вертикальном разрезе рудных зон.

Повышенно-магнитные рудовмещающие породы обычно содержат небольшое количество метасоматических минералов. Для них характерны слабо проявленные биотитизация и амфиболизация. Метасоматическая природа рудовмещающих повышенно-магнитных пород доказывается пространственной сопряженностью их с площадями развития кремнещелочных метасоматитов. Они располагаются на фронте выклинивания последних. Размеры и интенсивность аномалий физических полей разного знака, их постоянная сближенность согласуются с масштабами и интенсивностью прошедших метасоматических процессов. Рудовмещающие породы характеризуются пониженными содержаниями радиоактивных элементов, обогащены железом и частично золотом, особенно на контакте с щелочными метасоматитами.

В случае локализации оруденения в диоритах, гранодиоритах содержание золота в рудовмещающих породах с повышенной магнитной восприимчивостью обычно в 1,3—1,8 раза выше, чем в породах за пределами месторождений. Напротив, породы зон низкой магнитности характеризуются 1,2—1,5-кратным пониженным содержанием металла. Повышенные содержания золота в рудовмещающих породах Н. В. Росляковой с соавторами [1970] рассматриваются как «ореол рудного поля».

С геохимической и электрохимической позиций породы зон повышенной магнитности и графитизации благоприятны для рудообразования. Породы содержат повышенные количества электронопроводящих минералов — магнетита, пирротина, пирита, марказита, графита с различными электродными потенциалами (см. рис. 7). Это создает благоприятные условия для протекания электрохимических процессов в поступающих растворах с осаждением золота. Наиболее выгодная ситуация для рудообразования возникала в результате многократного процесса преобразования пород. Кроме того, в корневых частях рудно-метасоматических колонн рудовмещающие породы могли послужить дополнительным источником рудного вещества при его мобилизации метасоматизирующими растворами. Зоны мобилизации металлов фиксируются их отрицательными ореолами.

Расчет баланса вещества в вертикальном разрезе изученных месторождений показал, что мобилизованного метасоматическими процессами золота обычно недостаточно для формирования крупных объектов. Анализ геолого-геофизических данных позволяет сделать вывод о том, что некоторые месторождения сопровождаются максимально проявленными аномалиями физических полей на участках интенсивного развития метасоматоза. Для рудоносных территорий характерна также взаимообусловленность аномалий физических полей, отражающих предмагматическую, магматическую, послемагматическую историю формирования физико-геологических условий для локализации месторождений.

Авторами установлено фракционирование золота между жидкой и твердой фазами кристаллизующихся расплавов ($K = (1{,}3—5{,}5) : 1$) и между твердой и флюидной фазами области субсолидуса ($K = 1 : (3—21)$

для габброидных и 1 : (53—290) для гранитоидных интрузий). Выявлено также 1,7—114-кратное накопление металла в трансмагматических флюидах, формировавших магнезиальные скарны продуктивных интрузий [Коробейников, 1981].

Выводы. 1. На месторождениях золота проявляется вертикальная рудно-метасоматическая зональность — смена снизу вверх щелочных метасоматитов на березиты-лиственитты, гумбеиты, аргиллизиты с вкрапленно-прожилковыми, жильными, штокверковыми рудами в разных частях гидротермальной колонны. Размещение рудной минерализации по падению этих колонн прерывисто-волнообразное. В нижних частях термогидроколонн преобладал вынос Si, Fe, Au из замещаемых пород, а фиксация их осуществлялась в средних и верхних частях колонн.

2. Формирование месторождений было длительным процессом перераспределения петрогенных и рудных элементов, поставляющим совместно с привносом глубинными растворами рудное вещество и создающим физико-геологические условия для рудообразования.

3. Золоторудные поля и месторождения размещаются на площадях, фиксируемых геохимическими и гравимагнитными аномалиями. Низкочастотные ореолы отражают участки интенсивного площадного метасоматоза. Рудные тела размещаются в местах контрастной смены значений напряженности магнитного поля, потенциала естественного электрического поля, поляризуемости, кажущегося удельного сопротивления, радиоактивности пород.

4. Выявляемые при крупномасштабном минералого-геохимическом, геолого-геофизическом картировании и обработанные с помощью пространственно-статистического анализа на ЭВМ параметры геохимических и геофизических данных используются для создания моделей их полей и ореолов. Критериями оценки уровней эрозионного среза месторождений служат закономерное размещение в вертикальном разрезе различных типов метасоматитов и руд, изменение коэффициентов зональности, типоморфных особенностей сульфидов, закономерное соотношение магнитных, радиоактивных и электрических полей. По этим количественным данным дается прогноз скрытого оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Ерофеев Л. Я., Номоконова Г. Г. Характер проявления рудных тел месторождений золота в магнитном поле // Проблемы образования рудных столбов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 119—124.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 335—456.

Коробейников А. Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 258, № 5.— С. 1200—1204.

Коробейников А. Ф. Критерии связи золотого оруденения с магматизмом и метасоматизмом в Алтае-Саянской складчатой области // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 89—93.

Коробейников А. Ф. Рудно-метасоматическая зональность на месторождениях золота // Геология рудн. месторождений.— 1983.— № 1.— С. 96—99.

Лапин Б. Н., Широких И. Н. Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 164 с.

Номоконова Г. Г., Ерофеев Л. Я. О связи намагниченности околорудных пород с содержанием золота в жиле // Геология.— Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1973.— С. 183—184.

Рослякова Н. В., Росляков Н. А., Звягин В. Г. Поведение золота в первичных ореолах некоторых жильных золоторудных месторождений // Вопросы геологии месторождений золота.— Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1970.— С. 208—216.

Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона.— М.: Недра, 1972.— 260 с.

Щербаков Ю. Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.— 278 с.

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. П. ЛИХАЧЕВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СУЛЬФИДНО-НИКЕЛЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ В СВЯЗИ С ДРУГИМИ ЭНДОГЕННЫМИ ФОРМАЦИЯМИ

Сульфидно-никеленосные формации и связанные с ними медно-никелевые месторождения принадлежат мафит-ультрамафитовому ряду магматических формаций, подразделяющемуся на три магматические серии: бессульфидную и слабосульфидную мафическую ($MgO \leqslant 8$ мас.%), образующую месторождения железа и титана; сульфидоносную мезомафическую (MgO 8—33 мас.%), формирующую медно-никелевые месторождения; бессульфидную ультрамафическую ($MgO > 33$ мас.%), концентрирующую силикатный никель, хром, платину, осмий, иридий (рис. 1).

Показанные на рис. 1 сульфидно-никеленосные формации генетически связаны между собой и с другими рудоносными формациями известных эндогенных месторождений как продукты единого исходного вещества мантии, состоящего из окисно-силикатной ($\sim 98\%$), металлической ($\sim 1\%$) и сульфидной ($\sim 1\%$) фракций и соответствующего пиролит-хондритовому составу. В зависимости от режима плавления этого исходного вещества могут зарождаться различные магматические продукты. При полном его плавлении образующиеся магмы будут по составу приближаться к магмам кимберлитов. Постадийное (фракционное) плавление в последовательности от легкоплавких к тугоплавким фракциям обеспечивает образование мафических, мезомафических и ультрамафических серий магматических продуктов и связанных с ними рудоносных формаций и месторождений.

Выносимые в пределы земной коры мантийные магматические продукты обладают энергетическим и рудным потенциалом для образования вторичных корово-экстракционных рудоносных формаций и месторождений благородных, цветных и черных металлов (см. рис. 1). При этом основным носителем и источником рудного вещества и преобразующей тепловой энергией являются мафические продукты, составляющие около 90% поступающего в земную кору мантийного магматического материала и несущие рудные компоненты в основном в рассеянном виде.

Как показывают геофизические данные, области проявления мафит-ультрамафитового магматизма и связанных с ним рудоносных формаций различаются по строению разреза коры и верхней мантии.

В районах проявления никеленосного мафит-мезомафического магматизма фиксируются прогнутые границы разреза коры и поверхности Мохоровичича (рис. 2), указывающие на то, что никеленосные структуры всех возрастов (от архея до мезозоя) представляют собой компенсационные прогибы, возникающие в результате выноса из мантии магм и компенсации освободившегося там пространства. При этом устанавливается взаимосвязь мощности магматических толщ (количества вынесенных мафических продуктов) и степени рудоносности прогибов. При мощности магматических образований менее 2 км сульфидно-никеленосные формации и медно-никелевые месторождения отсутствуют (траппы Индии, Южной Америки, южной половины Тунгусского бассейна), тогда как структуры с мощностью магматических толщ 2—10 км являются рудоносными (мульдообразные прогибы Норильского района, Печенгский прогиб и др.). Причем каждой из выделенных сульфидно-никеленосных формаций

свойственны свои вполне определенные мощности (и объемы) вынесенного преимущественно мафического вещества: габбро-троктолитовой 2—3 км, габбро-долеритовой 3—4 км, габбро-норит-пироксенит-перидотитовой 4—5 км, габбро-пироксенит-перидотитовой 5—7 км, пироксенит-перидотитовой и перидотит-дунитовой 7—12 км.

В зонах проявления бессульфидных дунит-пироксенитовой и дунит-перидотитовой формаций, являющихся продуктами декомпрессионного магматизма, отмечаются невыдержанные уровни границы Мохо и ступенчато-блоковое строение разреза коры (см. рис. 2, *г*). Возникнов структур связывается с растяжением коры под воздействием диапирового подъема астенолитного слоя.

Массивы центрального типа щелочно-ультраосновной формации прослеживаются непрерывно до глубин мантии и, по существу, представляют собой мантийные штоки, выходящие на дневную поверхность (рис. 3). Для областей кимберлитового магматизма характерен полный разрез континентальной коры при незначительном воздымании границ Мохоровичича.

Устанавливается зональность в размещении рассматриваемых рудоносных магматических формаций. Например, в пределах Сибирской платформы кимберлитовый магматизм приурочен к центральной наиболее стабилизированной части. Далее по направлению к краевым частям платформы следует зона распространения щелочно-ультраосновных массивов, за ней область проявления сульфидоносного магматизма, формирующего медно-никелевые месторождения, и затем площади распространения продуктов бессульфидного мафического магматизма (рис. 4).

В каждой из перечисленных структурно-тектонических обстановок должны существовать особые условия магмообразования, которые представляются в виде следующих моделей.

Зарождение магм сульфидно-никеленосных, щелочно-ультраосновной и кимберлитовой формаций, свойственных зонам активизации платформ, связывается с термическим механизмом магмообразования, обусловленным плавлением мантийного вещества на глубинах 100 км и более путем его разогрева (повышения температуры) вследствие накопления тепловой энергии под экранирующей континентальной литосферой [Лихачев, 1978; Годлевский, Лихачев, 1979].

Как показано на рис. 3, магмы сульфидно-никеленосных формаций в основном зарождаются в интервале между линиями солидуса и ликвидуса сульфидов мантии. Причем появление каждой из этих разновидностей магм предваряется зарождением и выносом в земную кору относительно легкоплавкого преимущественно мафического расплава, образующегося за счет соответствующей мафической части исходного вещества, нередко с захватом той или иной доли сульфидоносной мезомафической фракции, в результате чего образуются различные по составу сульфидно-никеленосные формации (см. рис. 1, 3).

Габбро-троктолитовая формация представляет наиболее низкотемпературную маломагнезиальную медистую часть мезомафической фракции исходного вещества (Ni : Cu = 1 : (4—10)) (см. рис. 3, В). Ее проявление характерно для структур, в которых мощность предваряющих магматических толщ мафического состава составляет 2—3 км.

Габбро-долеритовая формация — продукт умеренно-магнезиальной группы магм (MgO 10—15 мас.%), несущий практически всю сульфидную составляющую мантийного вещества (Ni : Cu = 1 : (1,2—2,5)) (см. рис. 3, Г). Она характерна для структур, мощность мафических вулканогенных образований в которых составляет 3—4 км.

Габбро-норит-пироксенит-перидотитовая формация — производная магнезиальной группы магм (MgO 15—20 мас.%), несущей обедненную (на $\sim$ 2/3) медью сульфидную часть исходного вещества за счет выноса ее (меди) более ранними легкоплавкими продуктами (Ni : Cu = (1—2) : 1) (см. рис. 3, Д). Мощность предваряющих мафических продуктов, пред-

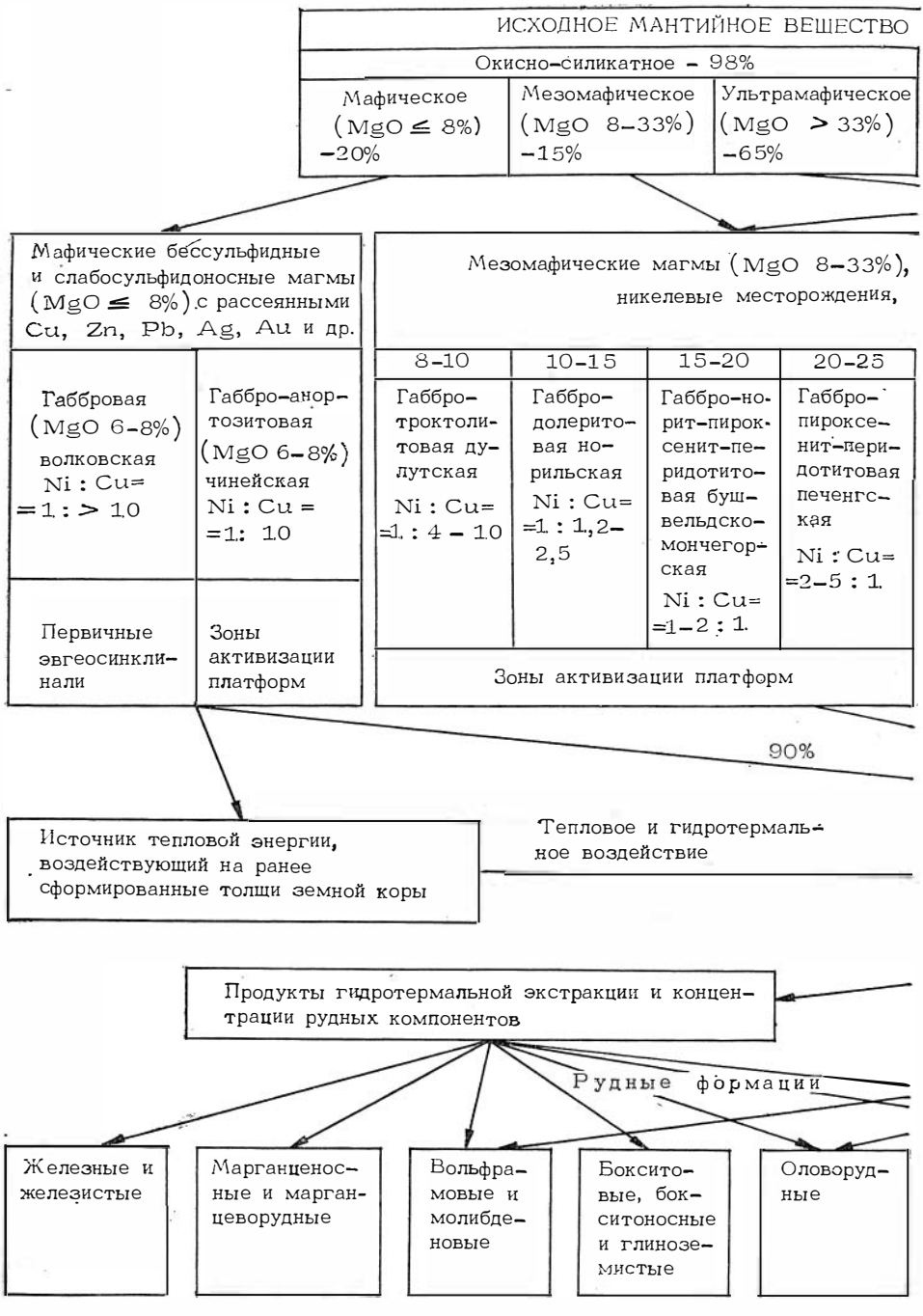
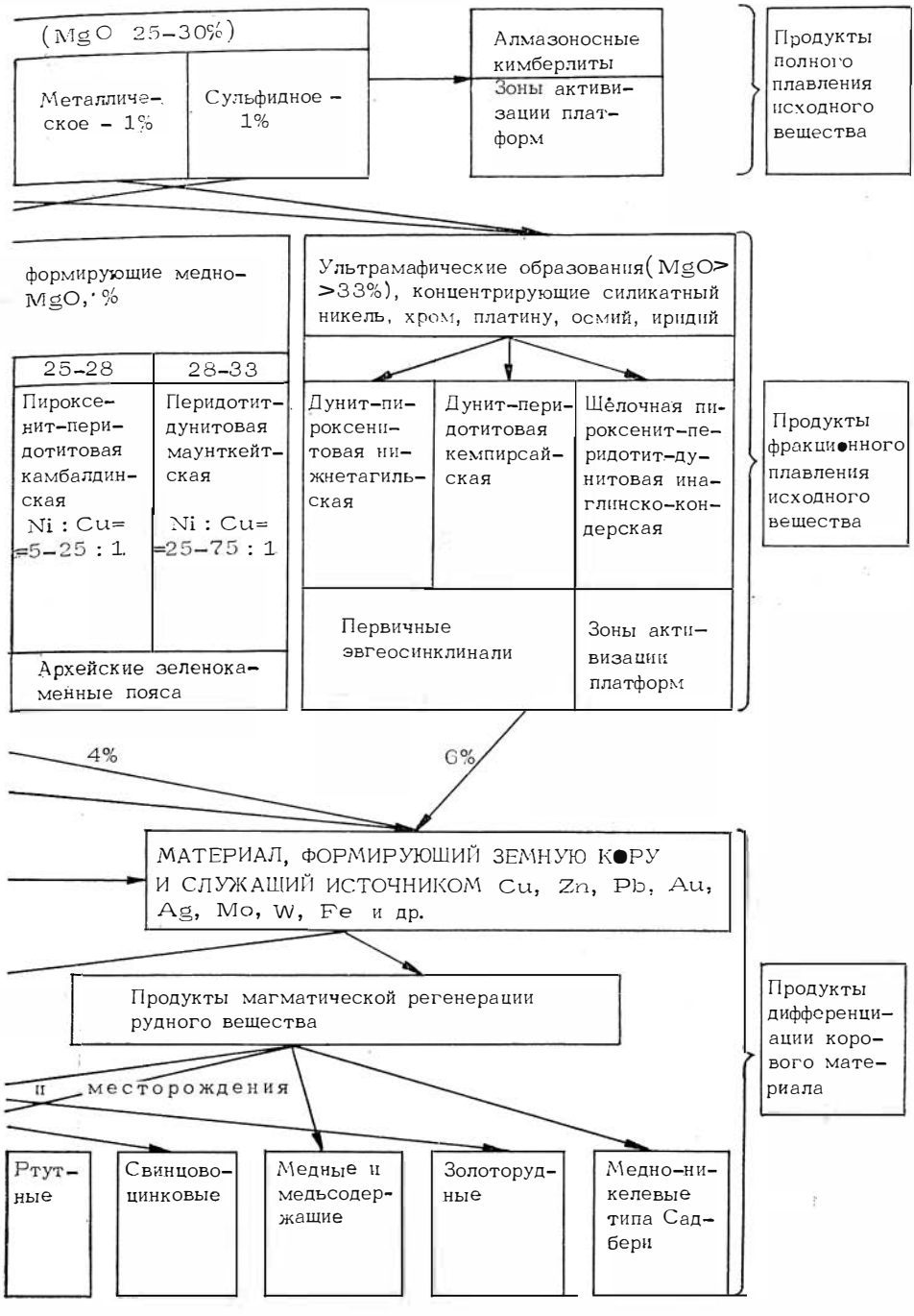


Рис. 1. Схема генетической взаимосвязи рудоносных формаций.

ставленных эффузивными толщами и верхними горизонтами крупных стратифицированных интрузивных массивов, составляет 4—5 км.

Габбро-пироксенит-перидотитовая формация является продуктом повышенно-магнезиальной группы (Mg 20—25 мас.%) с умеренно бедными (1/10 часть от исходного содержания) сульфидами (Ni : Cu = (2—5) : 1) (см. рис. 3, Е). В структурах ее проявления мощность мафических вулканитов равняется 5—7 км.

Пироксенит-перидотитовая формация — производная высокомагнезиальной группы магм (MgO 25—28 мас.%) с бедными медью (~ 1/20



часть исходного состава) сульфидами (Ni : Cu = (5—25) : 1) (см. рис. 3, Ж). Она свойственна структурам, в которых мощность вулканитов составляет 7—10 км.

Перидотит-дунитовая формация — продукт ультрамагнезиальной магматической группы (MgO 28—33 мас.%) с весьма бедными медью (~ 1/60 часть исходного вещества) сульфидами (Ni : Cu = (25—75) : 1) (см. рис. 3, З). В структурах ее проявления мощность вулканогенных толщ составляет 10—12 км.

Известная диорит-норитовая формация садберского типа является производной гибридной первично мафической группы магм (MgO 4—

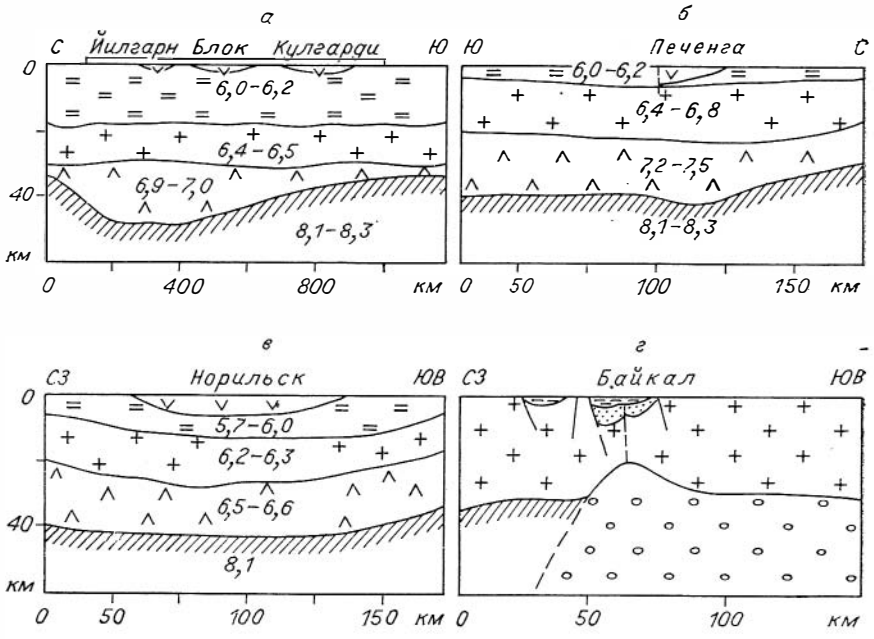


Рис. 2. Схема сейсмических разрезов никеленосных районов (*а* — [Drummond, 1981; Mathur et al., 1977]; *б* — [Кратц и др., 1978]; *в* — Голубков, 1979 г.; *г* — [Logatchev, 1984]).

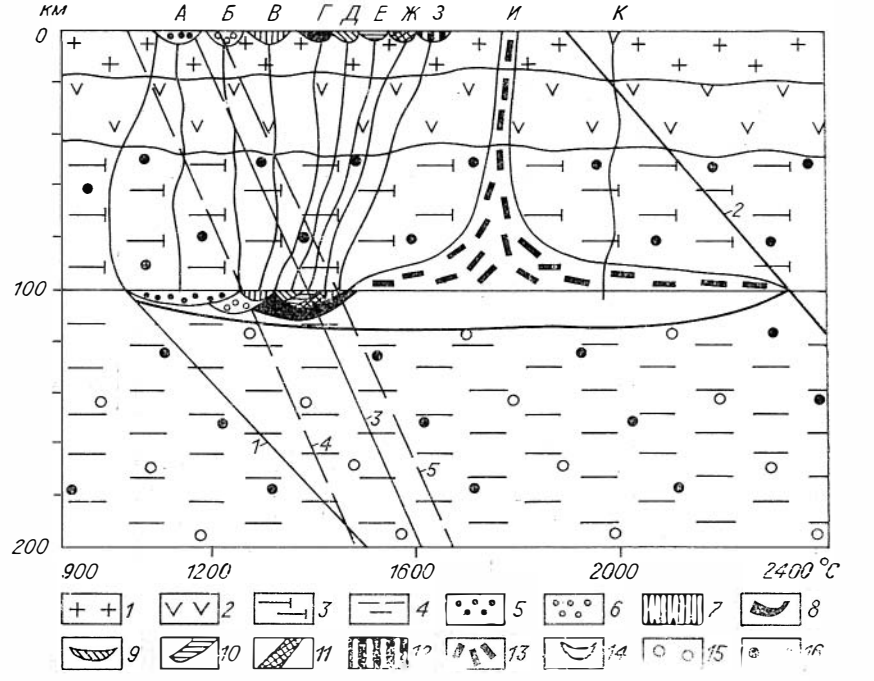


Рис. 3. Схема зарождения магматических продуктов сульфидно-никеленосных, щелочно-ультраосновной и кимберлитовой формаций.

1 — гранитный слой и перекрывающие его отложения; *2* — базальтовый слой; *3* — реститовый слой верхней мантии; *4* — недифференцированная и слабодифференцированная мантия; *5—14* — области зарождения и проявления (буквы на рисунке) магматических продуктов рудоносных формаций: *5* — габбровой, *6* — габбро-анортозитовой, *7* — габбро-троктолитовой, *8* — габбро-долеритовой, *9* — габбро-норит-пироксенит-перидотитовой, *10* — габбро-пироксенит-перидотитовой, *11* — пироксенит-перидотитовой, *12* — перидотит-дунитовой, *13* — щелочной пироксенит-перидотит-дунитовой, *14* — кимберлитовой; *15* — сульфидная составляющая мантийного вещества; *16* — металлическая составляющая мантийного вещества. Цифрами на рисунке обозначены: 1, 2 — линии солидуса и ликвидуса пиролита, содержащего 0,1 мас.% воды [по Wyllie, 1971]; 3 — линия солидуса пирротина [Sharp, 1969; Кеннеди, Рыженко, 1973]; 4, 5 — предположительные линии солидуса и ликвидуса сульфидов мантии.

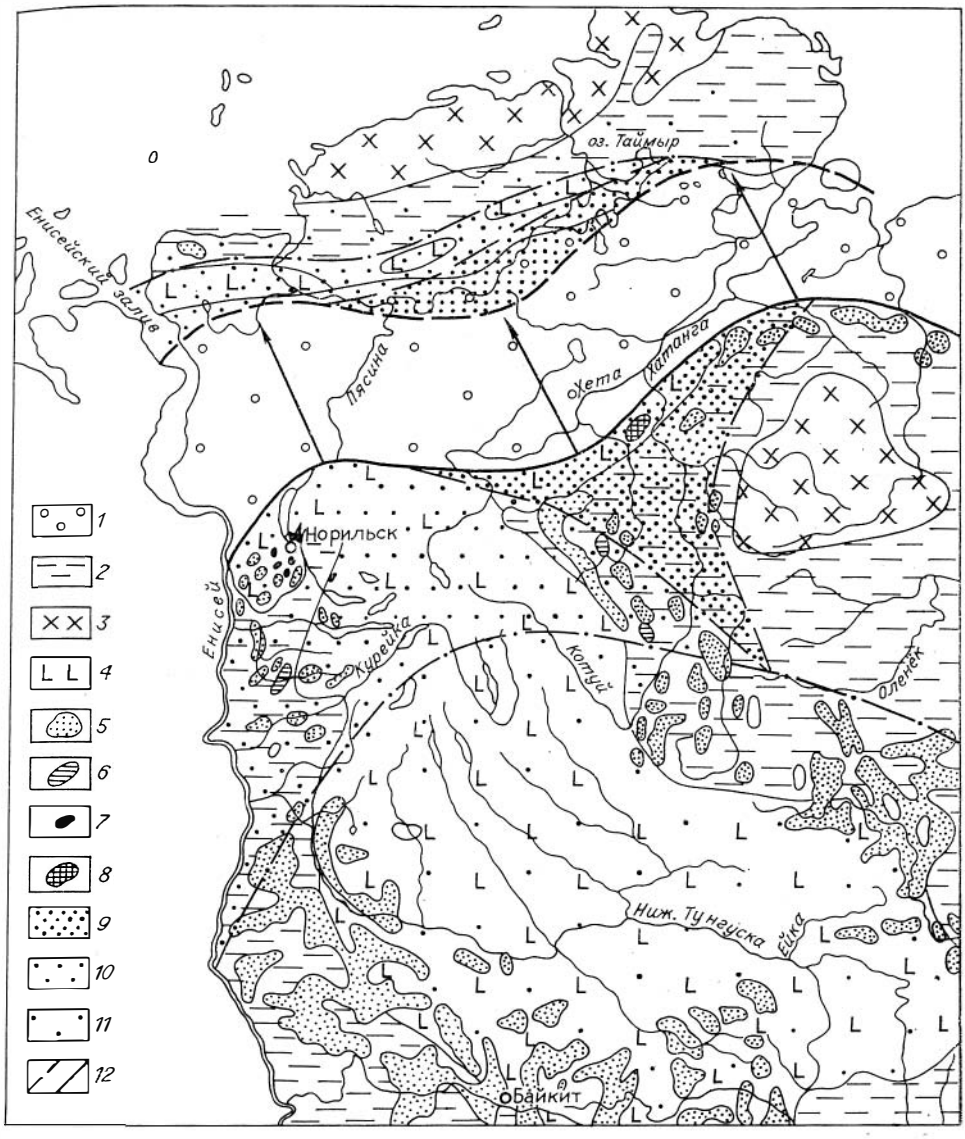


Рис. 4. Схема размещения рудоносных магматических формаций в северо-западной части Восточной Сибири.

1 — терригенные отложения юрского и мелового возраста; *2* — карбонатные и терригенные толщи позднего протерозоя — палеозоя; *3* — образования архея — раннего протерозоя; *4* — вулканогенные образования пермо-триасового возраста; *5* — безрудные траповые интрузии; *6* — слаборудоносные интрузии габбро-долеритов курейского типа; *7* — рудоносные интрузии габбро-долеритов норильского типа; *8* — щелочно-ультраосновные интрузии Маймеча-Котуйской провинции; *9—11* — площади распространения магматических формаций: *9* —щелочной пироксенит-перидотит-дунитовой, *10* — сульфидоносных мезомафических (габбро-долеритовой и габбро-троктолит-долеритовой), *11*— бессульфидной и слабосульфидоносной мафической; *12* — приблизительные границы соприкосновения площади Таймырского полуострова с Сибирской платформой.

6 мас.%), несущих регенерированные сульфиды ранее сформированных медно-никелевых руд (Ni : Cu = (2—10) : 1) (см. рис. 1).

В зонах проявления щелочно-ультраосновного магматизма к земной поверхности поступает в основном сложный (малодифференцированный) реститовый материал, подобный материалу дунит-пироксенитовой формации эвгеосинклинальных зон. В отличие от последнего он сильнее разогрет (из-за экранирующего действия континентальной литосферы) и вследствие этого его проникновение в земную кору осуществляется путем проплавления коровых толщ (см. рис. 3, И), а не за счет растяжения земной коры под действием диапира, как это имеет место при сравни-

тельно маломощной коре и рифтогенном магматизме. В результате вокруг и во фронтальной части высокотемпературного мантийного штока образуются различные по составу корово-расплавные породы, обогащенные щелочами, карбонатами и другими компонентами корового материала. В зависимости от уровня эрозионного среза наблюдаемые интрузии центрального типа могут иметь различный состав. При неглубоком срезе они в основном представлены щелочными, карбонатными и апатитоносными ассоциациями. С увеличением глубины среза обнажается ультраосновной мантийный материал, несущий хромшпинелиды и металлы платиновой группы.

Кимберлитовый магматизм связывается с большим накоплением тепловой энергии под мощной литосферой, что приводит к практически полному плавлению первичного (недифференцированного) мантийного вещества (см. рис. 3, К), приращению объема до 8% и к возникновению критических давлений, обеспечивающих вместе с высокой температурой магмы «прострел» коровых толщ с образованием алмазоносных кимберлитов [Годлевский, Лихачев, 1981].

Намечаемая зональность и взаимосвязь в распределении сульфидно-никеленосных, щелочно-ультраосновной и кимберлитовой формаций, находящихся в пределах Сибирской платформы, объясняются рассмотренными выше различными величинами накопления тепловой энергии в горизонте магмообразования и соответствующей разной степенью плавления исходного вещества. Допускается возможность увязки этих видов магматизма с единой системой конвектирующей мантии (рис. 5).

Краевые части континентальной плиты и зоны их сочленения (сопряжения) с другой плитой наиболее проницаемы для теплового потока внутренних частей Земли. Появление зоны повышенной проницаемости и опускания земной коры обусловит направленную к ним миграцию тепловой энергии с прилегающих боковых частей горизонтов мантии сначала посредством теплопроводности мантийного вещества, а затем миграции материала мантии (вследствие его разогрева до расплавного состояния) от центральных высокотемпературных частей экранирующей плиты. Приближающееся к краю плиты разогретое мантийное вещество подвергается дальнейшему плавлению вследствие его декомпрессии (некоторого понижения давления среды). В результате этого увеличивается количество расплавной фракции, которая после появления глубинных разломов, вызванных напряженной тектонической обстановкой, поднимается в верхние части земной коры и к ее поверхности (см. рис. 5, А), тогда как тугоплавкий тяжелый рестит погружается в более глубокие горизонты мантии (уч. Б). При этом в наиболее периферических частях конвекционной ячейки выплавлялись и поступали преимущественно мафические продук-

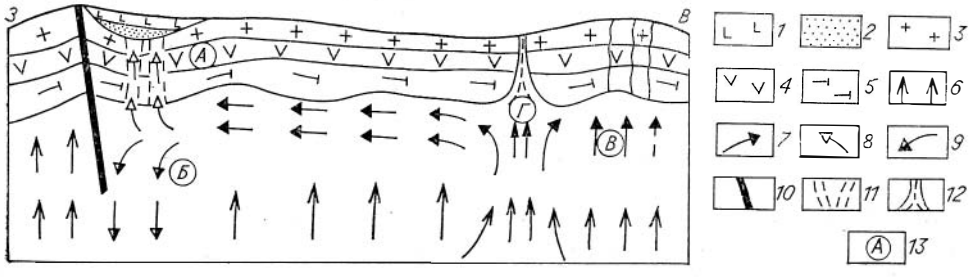


Рис. 5. Схема генетической взаимосвязи рудоносных формаций Сибирской платформы.

1 — образования траппового магматизма; *2* — карбонатные и терригенные отложения наложенных мульдообразных прогибов; *3* — гранитный слой и перекрывающие его образования; *4* — базальтовый слой; *5* — реститовый слой мантии; *6—9* — направления тепловых и расплавных потоков в слое астеносферы: *6* — тепловой поток, поступающий из внутренних частей Земли, *7* — поток расплава и кристаллической массы мантийного вещества, *8* — расплав, поднимающийся в земную кору и к ее поверхности, *9* — опускающийся реститовый материал; *10* — зона соприкосновения литосферных плит; *11*— магмовыводящие разломы; *12* — область поступления мантийного рестита в земную кору (проявления щелочно-ультраосновного магматизма); *13* — участки генерации и поступления магматических продуктов рудоносных формаций.

ты, а в удаленных от них участках имелись условия для зарождения не только мафических, но и сульфидоносных и мезомафических магм, формирующих медно-никелевые месторождения. Однонаправленное конвекционное движение вещества мантии делает сравнительно пассивной противоположную часть (уч. В) плиты. В тыловой области восходящего потока создаются условия наибольшего плавления мантийного вещества, которое приводит, как уже говорилось выше, к «простреливанию» вышележащей толщи и образованию кимберлитовых трубок. В примыкающей к ней части восходящего потока мантийное вещество доводилось до таких температур и давлений, которые способны были активизировать вышележащий реститовый материал и проплавлять земную кору с образованием мантийных диапиров в виде щелочно-ультраосновных массивов (уч. Г).

По мере действия конвективная ячейка сокращалась в направлении от «холодных» периферических частей к горячей зоне в результате последовательной «отработки» мантийного материала — разделения его на поднимающуюся в земную кору расплавленную фракцию и опускающийся тяжелый рестит. В итоге должна была иметь место соответствующая миграция проявляющегося в земной коре магматизма, что наблюдается в реальности: на западе (на периферии) магматизм начался в конце перми — начале триаса, а на востоке (в районах горячей зоны) — в среднем триасе. На завершающей стадии проявления магматизма, после образования в конце триаса мощной (~ 4 км) толщи траппов, экранирующей доступ магматических масс в верхние части земной коры и к ее поверхности, разогретое мантийное вещество астенолитного слоя под нагрузкой тяжелой литосферы и под давлением накапливающегося расплава горизонта магмообразования мигрировало (выдавливалось) в краевые части платформы. При этом создалась своеобразная мантийная волна, которая отчленила краевой блок платформы и транспортировала его на значительное расстояние с образованием Таймырского полуострова и Енисейско-Хатангского прогиба (см. рис. 4). Признаки проявления этого процесса сохранились в особенностях строения разреза юрских и меловых отложений Енисейско-Хатангского прогиба и в подъеме мантийного слоя (границы Мохоровичича) под ним.

Таким образом, вероятность непосредственного соприкосновения Таймырского полуострова с Сибирской платформой повышает его перс-

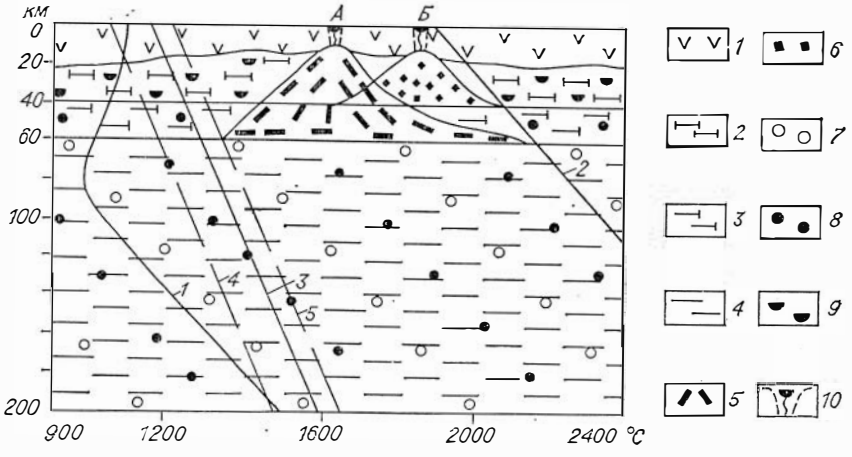


Рис. 6. Схема зарождения магматических продуктов дунит-пироксенитовой (А) и дунит-перидотитовой (Б) формаций.

1 — океаническая кора; *2* — верхняя наиболее тугоплавкая часть реститового слоя мантии; *3* — нижняя сравнительно мало дифференцированная часть реститового слоя мантии; *4* — недифференцированная и слабодифференцированная мантия; *5, 6* — области зарождения и подъема продуктов дунит-пироксенитовой (*5*) и дунит-перидотитовой (*6*) формаций; *7* — сульфидная составляющая мантийного вещества; *8* — металлическая составляющая мантийного вещества; *9* — наиболее тугоплавкая осмий-иридиевая часть металлической фракции мантийного вещества; *10* — рифтогенные зоны подъема мантийного вещества в земную кору. Цифрами на рисунке обозначены те же линии, что и на рис. 3.

пективы на медно-никелевые руды, особенно юго-западной части Таймыра, непосредственно примыкающей к Норильскому району.

В зонах альпинотипного (рифтогенного) магматизма мобилизация мантийного вещества и его поступление в земную кору в основном связаны с декомпрессией реститового слоя мантии, потерявшего в более ранние периоды легкоплавкую составляющую, в том числе сульфидную фракцию (рис. 6). При этом исходный реститовый материал может быть представлен сравнительно сложным малодифференцированным веществом, потерявшим только мафическую часть, с полным набором свойственных ему рудных компонентов (уч. А) либо наиболее тугоплавкой ультрамафической фракцией, потерявшей значительную часть платины и обогащенной осмием, иридием и хромом (уч. Б).

За счет менее дифференцированного вещества образуются ультраосновные тела и связанные с ними рудные концентрации дунит-пироксенитовой формации нижнетагильского типа, а за счет ультрамафической фракции — альпинотипные ультрабазиты дунит-перидотитовой формации, с которыми связаны хромитовые месторождения и осмий-иридиевая ассоциация металлов платиновой группы.

Таким образом, намечаются генетические и пространственные взаимосвязи рудоносных формаций, выяснение которых позволит прогнозировать и выявлять месторождения одной формации через проявления другой, что особенно важно в настоящее время, когда возможности обнаружения близповерхностных месторождений практически исчерпаны.

ЛИТЕРАТУРА

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 109—118.

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Условия образования и эволюция рудоносных ультраосновных магм // Зап. ВМО.— 1981.— Вып. 6.— С. 646—655.

Кеннеди Дж. Р., Рыженко Б. Н. Влияние давления на эвтектику в системе Fe—FeS // Геохимия.— 1973.— № 9.— С. 1392—1396.

Кратц К. О., Глебовицкий В. А., Былинский Р. В. Земная кора восточной части Балтийского щита.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1978.— 232 с.

Лихачев А. П. Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит-гипербазитового состава // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 238, № 2.— С. 447—450.

Drummond D. J. Grustal structure of the Precambrian terrains of North-West Australia from seismic refraction data // BMR Journal of Australian Geology and Ceophysics.— 1981.— Vol. 6.— P. 123—135.

Logatchev N. A. The Baikal rift sistem // Episodes.— 1984.— Vol. 7, N 1.— P. 38—42.

Sharp W. E. Melting curves of sphalerite, galena, and pyrrhotite and the decomposition curve pyrite between 30—65 kilobars // J. Geophys. Research.— 1969.— Vol. 74, N 6.— P. 1645—1652.

Wyllie P. J. Experimental limits for melting in the earths crust and upper mantle // Geophys. Monograph. Ser.— 1971.— Vol. 14.— P. 279—301.

В. В. Дистлер, О. А. Дюжиков

ФОРМАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

«Нет таких руд, месторождения которых на первый взгляд просты и однотипны, но по существу труднопонимаемы и многообразны». Это высказывание [Petraschek, 1957], относящееся к хромитовым рудам, вполне применимо к большинству месторождений, ассоциирующих с гипербазит-базитовым магматизмом, и в том числе к месторождениям сульфидных медно-никелевых руд. Несомненным подтверждением цитируемого тезиса служит существование столь разнообразных генетических кон-

цепций, которые обсуждаются в литературе, посвященной практически любому медно-никелевому месторождению.

Если исключить из рассмотрения частности отдельных концепций, то принципиальные различия взглядов сводятся к доказательству магматического или внемагматического источника рудных компонентов, в том числе серы, для каждого из месторождений. Вместе с тем в исследовании медно-никелевых месторождений, по нашему мнению, существует определенный пробел, заключающийся в недостаточности сравнительного анализа региональных геолого-петрологических обстановок их формирования. В конечном счете это означает недостаточность использования принципов рудно-формационного анализа, без которых построение наиболее реалистических моделей сульфидного магматического рудообразования вряд ли возможно.

В связи с этим целесообразно обратить внимание на известное понятие рудной формации, определяемой как общность минерального и элементного состава месторождений и тектономагматических условий их проявления. С точки зрения первой части этого понятия — общность минерального и элементного состава — большинство месторождений имеют много общих черт. Однако, возвращаясь к понятию рудной формации, определяющему общность тектономагматических условий их проявления, в составе генетического типа сульфидных медно-никелевых месторождений следует выделять две формации, устойчиво повторяющиеся в различные металлогенические эпохи.

К первой из них отнесены месторождения, связанные с ритмично-расслоенными массивами норит-ортопироксенит-гарцбургитовой петрографической формации (см. таблицу). Массивы формируются в условиях мезоабиссальной и абиссальной глубинности и приурочены к региональным транскоровым разломам консолидированных блоков континентальной земной коры. Они дискордантны по отношению к складчатым структурам регионов и не сопровождаются вулканогенными производными магматизма. Примерами ритмично-расслоенных массивов, с которыми связаны платиновые и медно-никелевые руды, являются на древних щитах — Мончегорский, Бушвельд, Стиллуотер и др., в пределах консолидированных подвижных поясов — Чайский, Ийоко-Довыренский, Чинейский, Максут, Мамоновский и др. Месторождения представляют собой преимущественно горизонты вкрапленной сульфидной минерализации, согласные со стратификацией массивов. Петрологические закономерности формирования ритмично-расслоенных массивов рассмотрены в весьма обширной литературе. Важнейшая особенность месторождений заключается в формировании оруденения на стадии камерной дифференциации сульфидно-силикатных магматических расплавов.

В ритмично-расслоенных плутонах не обнаружены пока массивные (богатые) медно-никелевые руды. Вместе с тем они чрезвычайно интересны в связи с развитием протяженных (десятки километров), но маломощных (десятки сантиметров — первые метры) платиноносных горизонтов типа рифа Меренского в плутоне Бушвельд и J-M рифа — в комплексе Стиллуотер.

Ко второй формации отнесены месторождения, связанные с вулканоинтрузивными рудно-магматическими ассоциациями. Эта формация выделяется нами впервые. С ней связаны наиболее крупные промышленно важные рудные районы в зеленокаменных поясах архейских кратонов (месторождения пояса Уилуна-Норсмен Западной Австралии, пояса Родезийского кратона Зимбабве, пояса Томпсон в Канаде), протерозойского пояса Печенга — Имандра — Варзуга Балтийского щита (месторождения Печенгского рудного района), Приенисейского мегаблока севера Сибирской платформы (раннемезозойские месторождения Норильского рудного района) и др. Важнейшей отличительной чертой рассматриваемой группы месторождений является развитие массивных медно-никелевых руд.

Рудные формации сульфидных медно-никелевых месторождений

Генетический тип	Рудные формации	Региональные рудоносные структуры	Петрографические формации рудоносных магматических пород		Ведущие типы руд	Примеры рудных районов, месторождений
			интрузивных	эффузивных		
Сульфидный медно-никелевый	Ритмично-расслоенных гипербазит-базитовых плутонов	Глубинные разломы кратонов	Норит-ортопироксенит-гарцбургитовая	Нет	Вкрапленные в горизонтах ритмично-расслоенных плутонов	Бушвельд Стиллуотер Мончегорский Великая дайка
		Глубинные разломы консолидированных подвижных поясов	Норит-ортопироксенит-гарцбургитовая	Нет		Чайское Ийоко-Довыренское Чинейское Мамоновское Максут
			Норит-кортландитовая	Нет		Шануч Кувалорок
	Вулканоинтрузивных гипербазит-базитовых ассоциаций	Региональные приразломные прогибы или внутриконтинентальные рифтовые зоны	Габбро-клинопироксенит-верлитовая	Коматиитовая	Интрузивные тела массивных или богатых сульфидами руд Вкрапленные в горизонтах лентовидных расслоенных интрузивов и покровов вулканитов	Камбалда Шангани Печенгский Норильский

Рудоносные вулканоинтрузивные ассоциации развиты в пределах континентальной земной коры и приурочены к региональным приразломным прогибам этапов прото- или тектономагматической активизации кратонов и древних платформ [Казанский, 1972]. Образование структур, вмещающих рудоносные вулканоинтрузивные ассоциации, связывается некоторыми исследователями с процессами внутриконтинентального рифтогенеза [Милановский, 1983]. Эти представления находят подтверждение на примере пояса Печенга — Имандра — Варзуга. Детальный анализ геотектонической позиции и условий формирования Норильского рудного района [Дистлер и др., 1983; Дюжиков, 1985] позволяет сделать вывод о его приуроченности к южной фланговой ветви Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба и образовании вулканоинтрузивной никеленосной ассоциации в связи с определенной фазой позднепалеозойского — раннемезозойского рифтогенеза. Формирование вулканоинтрузивной ассоциации гипербазит-базитов предшествует фазе рассредоточенного рифтогенеза, обозначенного максимальным раскрытием стволовых раздвиговых зон и массовым траповым магматизмом.

Важнейшей чертой никеленосной ассоциации является постоянное сообщество специфического типа высокомагнезиальных вулканитов, сульфидоносных интрузивов габбро-клинопироксен-верлитовой петрографической формации и массивных сульфидных руд. Все эти образования формируются, как отмечено выше, в единых структурно-тектонических условиях и представляют собой продукты глубинной дифференциации сульфидно-силикатных магм.

Основой для выделения рассматриваемых рудных районов в единую группу являются современные материалы, касающиеся истории их тектонического развития и эволюции магматизма. Зеленокаменные пояса формируются на гранито-гнейсовом основании, а не представляют собой, как предполагалось ранее, фрагменты океанической коры, сохранившиеся в блоках кристаллического фундамента [Гликсон, 1980; и др.]. Пояс Печенга — Имандра — Варзуга и рифтогенная структура Норильского района также образуются в пределах континентальной земной коры.

В составе вулканитов ведущее место занимают базальтоидные производные толеитового ряда, но развит характерный комплекс высокомагнезиальных лав, которые хотя и ассоциируют с толеитами, но не являются их кумулятивными производными. Степень развития высокомагнезиальных вулканитов наибольшая в архейских зеленокаменных поясах и закономерно снижается в протерозойском поясе Печенга — Имандра — Варзуга и еще более значительно — в составе мезозойских вулканитов Норильского рудного района, что согласуется с общими закономерностями эволюции магматизма в истории Земли [Богатиков и др., 1980; и др.]. В Норильском районе установлено петрогенетическое родство высокомагнезиальных вулканитов и расслоенных никеленосных интрузивов, основанное на изучении внутреннего строения и вещественного состава магматитов обеих фаций, их геологической позиции и возрастной сопряженности. В качестве исходного состава для гипербазит-базитовых вулканитов, расслоенных интрузивов и сульфидных руд, а также для всего многообразия продуктов магматизма Норильского района принят родоначальный пикрит, состав которого соответствует среднему составу дифференцированных сульфидоносных интрузивов [Золотухин и др., 1986].

По петрохимическим признакам высокомагнезиальные лавы соответствуют формации коматиитов, впервые выделенной в архейских зеленокаменных поясах [Viljoen M., Viljoen R., 1969] или близки коматиитам, что показано для Печенгского [Суслова, 1978] и Норильского [Дюжиков, Дистлер, 1981] рудных районов. Для покровов высокомагнезиальных вулканитов характерны расслоенное строение, развитие парагенетической ассоциации существенно магнезиальный оливин + хромшпинель и высокая металлоносность. Так, в Норильском рудном районе запасы никеля

в высокомагнезиальных вулканитах превышают ресурсы собственно сульфидных месторождений. Концентрация никеля в оливине достигает 0,4 мас.%, установлено развитие энстатитовых стекол с содержанием до 1,5 мас.% никеля, а среднее содержание металла в покрове близко 0,1 мас.%. Сульфидоносные интрузивы рудных районов рассматриваются либо как образования подводящих каналов коматиитовых покровов (Западная Австралия [Лешер, Гровс, 1984]), либо как гипабиссальные комагматы вулканитов (Печенгский [Предовский и др., 1976; и др.] и Норильский рудные районы [Додин, 1962; Дюжиков, 1971; и др.]).

Сульфидоносные интрузивы Норильского района представлены лентовидными груборасслоенными телами. Ритмичная расслоенность не характерна. Размещение интрузивов контролируется ареалами распространения высокомагнезиальных лав, и внедрение интрузивов происходит при том же структурном плане региона, при котором формируются вулканиты. Итрузивам свойственна многоярусная локализация в пределах вертикальных разрезов рудных районов. Массивы различных литолого-стратиграфических уровней локализации отличаются петрографическим составом и степенью рудоносности. В Печенгском рудном районе такими массивами являются габбро-верлитовые интрузивы собственно Печенгского рудного поля и габбро-норит-лерцолитовые интрузивы в архейских гнейсах, подстилающих вулканогенно-осадочную толщу (Восточно-Печенгский рудный узел). В Норильском рудном районе массивы представлены дифференцированными лейкократовыми, полнодифференцированными и дифференцированными меланократовыми интрузивами, отличающимися средним химическим составом, количественным соотношением базитовых и гипербазитовых горизонтов, степенью рудоносности.

Богатые сульфидами медно-никелевые руды — составная часть рудоносных вулканоинтрузивных ассоциаций. Предположение В. К. Катульского [1948] об интрузивной природе массивных сульфидов неоднократно обсуждалось в литературе и до сих пор служит предметом дискуссии. Широко распространено мнение о массивных рудах как продуктах камерной ликвации магм и гравитационной сегрегации отликвировавшей жидкости на дне магматической камеры. Наши же представления о богатых сульфидами медно-никелевых рудах как интрузивных телах, отвечающих субфазе магматического процесса, базируются на следующих данных. Для Норильского рудного района главными из них являются следующие.

1. Формирование массивных руд отделено от внедрения полнодифференцированных сульфидоносных интрузивов временем, необходимым для остывания массивов до такого состояния, при котором интрузивное тело реагирует на тектонические деформации как твердый массив. В результате образуются полости, которые выполняются существенно сульфидной жидкостью.

2. Формирование тел массивных сульфидных руд сопровождается собственным ореолом метаморфических преобразований, которые накладываются на контактово-метаморфические породы, образованные при внедрении интрузива; главные типы контактовых преобразований, связанных с сульфидными рудами,— перекристаллизация и переплавление роговиков и метасоматитов.

3. Тела массивных сульфидных руд локализуются не только в нижнем экзоконтакте интрузивов, но в благоприятных тектонических условиях залегают в породах кровли массивов или пересекают интрузивы.

4. Ореол вкрапленного оруденения, сопровождающего массивные руды, накладывается на интрузивные породы.

5. Отсутствует соответствие зональности массивных руд с сингенетическим сульфидным оруденением интрузивов.

В Печенгском рудном районе богатая сульфидами магматическая субфаза представлена клинопироксенит-верлитовыми лентовидными телами, содержащими рудного вещества до 50 об.% и более. С подобными телами

ассоциируют брекчиевидные и массивные руды, в формировании которых значительная роль принадлежит процессам переотложения магматических сульфидов [Горбунов, 1968], сопряженным с прогрессивным метаморфизмом зеленосланцевой фации, сопровождающим формирование Печенгской моноклинали [Казанский, 1983; Горбунов и др., 1984].

Для месторождений зеленокаменных поясов обосновано позднее, по отношению к покровам сульфидоносных коматиитов, внедрение массивных сульфидных руд [Gresham, Loftus-Mills, 1981]. Размещение тел массивных руд контролируется синвулканическими тектоническими нарушениями, образующими блоковую структуру подошвы покровов.

Таким образом, охарактеризованные группы месторождений, связанных с ритмично-расслоенными плутонами и вулканоинтрузивными ассоциациями, при общности их элементного и минерального состава обнаруживают весьма существенные различия тектономагматических условий проявления. Это позволяет обосновать в соответствии с принципами формационного анализа [Щеглов, 1980; Рундквист, Соколова, 1981; Кривцов, Макеева, 1984] отнесение каждой из показанных групп к самостоятельным рудным формациям единого генетического типа сульфидных медно-никелевых месторождений.

Фазовые соотношения сульфидов и силикатов, распределение сульфидов и их парагенезисов в сульфидоносных массивах свидетельствуют о том, что в коровых условиях на всех стадиях дифференциации магм существуют равновесные соотношения между несмесимыми сульфидными и силикатными жидкостями сульфидно-силикатных магм. Фактический материал по этому вопросу детально рассмотрен ранее [Дистлер и др., 1979]. Здесь достаточно подчеркнуть, что равновесие между двумя несмешивающимися жидкостями — сульфидной и силикатной — является главным фактором размещения и зональности оруденения в эндогенных рудных полях и месторождениях. Вместе с тем результаты изучения сульфидных парагенезисов в конкретных месторождениях позволяют считать, что состав руд и фазовые соотношения сульфидов определяются исходным составом сульфидной жидкости, выплавляемой совместно с силикатным расплавом в зонах мантийного магмообразования.

Распределение никеля и общая никелистость в парагенезисе пирротин + пентландит не могут быть постоянными. Основные же вариации с максимальной концентрацией никеля свойственны более магнезиальным расплавам. В связи с последним выводом весьма интересно оценить парагенезис пирротин + пентландит в мантийных ксенолитах кимберлитов. При этом обращает на себя внимание следующая четкая закономерность. Наиболее богаты никелем парагенезисы, свойственные гипербазитовым глубинным ксенолитам, в то время как эклогитовые нодули существенно беднее никелем. Это выражается как в объеме никеля в моносульфидных твердых растворах, так и в общем количестве пентландита в минеральных агрегатах.

Устанавливается достаточно высокая корреляция в обогащенности никелем более основных по составу ксенолитов кимберлитов и руд, связанных с более магнезиальными магмами, и, напротив, обедненных никелем эклогитовых ксенолитов и руд, связанных с менее магнезиальными магмами. Подобные зависимости свидетельствуют, во-первых, о том, что источником несмесимых сульфидных расплавов являются породы верхней мантии, и, во-вторых, о том что источником различных по составу магм являются разные уровни плавления мантии.

ЛИТЕРАТУРА

Богатиков О. А., Борсук А. М., Дмитриев Ю. И., Рябчиков И. Д. Эволюция магматизма в истории Земли // Петрология.— М.: Наука, 1980.— С. 3—13.— (26-я сессия МГК).

Гликсон А. Стратиграфия и эволюция первичных и вторичных зеленокаменных комплексов; данные по щитам Южного полушария // Ранняя история Земли/Под ред. Б. Уинли.— М.: Мир, 1980.— С. 268—285.

Горбунов Г. И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги.— М.: Недра, 1968.— 352 с.
Горбунов Г. И., Генкин А. Д., Дистлер В. В. Геолого-структурные и петрологические условия формирования медно-никелевых месторождений СССР // Металлогения и рудные месторождения.— М.: Наука, 1984.— С. 184—195.— (27-я сессия МГК).
Дистлер В. В., Дюжиков О. А., Тарасов А. В. Норильский рудный район // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений.— М.: Наука, 1983.— С. 103—130.
Дистлер В. В., Смирнов А. В., Гроховская Т. Л. и др. Стратификация, скрытая расслоенность и условия образования сульфидного оруденения дифференцированных траповых интрузий // Условия образования магматических рудных месторождений.— М.: Наука, 1979.— С. 211—269.
Додин Д. А. Океаниты и хризотил-асбестовые проявления в бассейне верхнего течения р. Сухого Валька // Инф. бюл. НИИГА.— 1962.— Вып. 29.— С. 27—44.
Дюжиков О. А. О пикритовых базальтах Норильского района // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 197, № 6.— С. 1406—1409.
Дюжиков О. А. Енисейско-Оленекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология рудн. месторождений.— 1985.— № 3.— С. 18—33.
Дюжиков О. А., Дистлер В. В. Коматииты Норильского рудного района // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 261, № 5.— С. 1194—1197.
Золотухин В. В., Виленский А. М., Дюжиков О. А. Базальты Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— 245 с.
Казанский В. И. Рудоносные структуры активизированных областей.— М.: Недра, 1972.— 240 с.
Казанский В. И. Эволюция земной коры и эндогенное рудообразование // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений.— М.: Наука, 1983.— С. 5—24.
Катульский В. К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Сов. геология.— 1948.— № 29.— С. 11—24.
Кривцов А. И., Макеева И. Г. Рудообразующие процессы.— М.: ВИНИТИ, 1984.— 147 с.— (Итоги науки и техники. Сер. рудные месторождения.)
Лешер К. М., Гровс Д. И. Геохимические и минералогические критерии рудоносности коматиитов в австралийских зеленокаменных поясах архейского возраста // Петрология.— М.: Наука, 1984.— С. 131—141.— (27-я сессия МГК).
Милановский Е. Е. Рифтогенез в истории Земли.— М.: Недра, 1983.— 280 с.
Предовский А. А., Жангуров А. А., Федотов Ж. А., Смолькин В. Ф. Проблемы пикритовых вулканоплутонических ассоциаций докембрия Восточной части Балтийского щита // Вулканизм докембрия.— Петрозаводск: Карельский фил. АН СССР, 1976.— С. 60—67.
Рундквист Д. В., Соколова В. Н. Типы зональности пород и руд никеленосных массивов // Геология месторождений полезных ископаемых.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981.— С. 92—112.
Суслова С. Н. Петрохимическая характеристика коматиитов из нижнедокембрийских комплексов Кольского полуострова // Зап. ВМО.— 1978.— Ч. 107, вып. 1.— С. 42—53.
Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.— 365 с.
Gresham J. J., Loftus-Mills G. D. The geology of the Kambalda Nickel Field, Western Australia // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 6.— P. 1373—1416.
Petrascheck W. Die genetische Typen des Chromlagerstätten und ihre Aufsuchung // Zeitschrift für Erzbergbau and Metallhüttenwesen.— 1957.— Bd 10, H. 6.— S. 264—292.
Viljoen M., Viljoen R. The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks // Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ.— 1969.— P. 55—86.

В. В. Золотухин

ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ СУЛЬФИДНОГО МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ КАК ПРОЦЕССА СУЛЬФУРИЗАЦИИ

Для построения любой модели того или иного типа месторождений требуется ограничить ее прежде всего какими-то обоснованными оптимальными рамками физико-химических условий. Диапазон условий формирования разнотипных сульфидных медно-никелевых месторождений исключительно широк. Практически он занимает весь интервал температур от существования ультрабазитовых и базитовых расплавов до темпе-

ратур заведомо гидротермального минералообразования (1400—300°С). В то же время условия давлений составляют диапазон от 1 атм, как в сульфидоносных потоках коматиитов, до нескольких килобар, как в грандиозном абиссальном интрузиве Бушвельд. В промежуточных условиях формировались руды гипабиссальных хонолитов Норильского района и многих других никеленосных интрузивов мира. Наиболее высокими P — T-условиями должно характеризоваться выплавление сульфидно-силикатных расплавов из мантийного субстрата. Возможности такого выплавления обосновываются в работах ряда исследователей [Naldrett, Cabri, 1976; Годлевский, Лихачев, 1979]. В то же время изучение обломков заведомо мантийных пород из кимберлитовых трубок [Вахрушев, Кутолин, 1976] указывает на присутствие в них медно-никелевых сульфидов и вероятность существования сульфидных расплавов в мантийных очагах. Менее ясно, смогут ли подниматься сульфидно-силикатные жидкости с таких глубин в несмесимом состоянии и в каком количестве. Скопления сульфидов, связанные с лавами перидотитовых коматиитов, дают основание считать возможным такой подъем в условиях чрезвычайно высоких температур и быстрых извержений крайне магнезиальных ультраосновных расплавов, формирующих как вкрапленные, так и сплошные руды [Золотухин, Малюк, 1983].

В значительно большей мере, как показывают наблюдения, месторождения Cu — Ni сульфидных руд бывают связаны с менее высокотемпературными магнезиальными базитовыми расплавами. Они достаточно богаты силикатным никелем, кобальтом, хромом и, главное, более богаты медью и серой, чем ультраосновные расплавы [Виноградов, 1962]. Исключительная связь месторождения с интрузивами, причем чаще с дифференцированным строением, даже в соответствующих вулканоплутонических ассоциациях, как в Норильском районе, заставляет считать сульфиды в данном случае продуктами соответствующего синтеза в интрузивных камерах, а не результата подъема несмесимого сульфидного расплава с мантийных глубин. Должно быть исключено и предположение о подъеме из мантийного очага гомогенного сульфидно-силикатного расплава — основная посылка известной ликвационной гипотезы [Vogt, 1923; Годлевский, 1959; и др.]. Как уже отмечалось [Альмухамедов, Медведев, 1982, с. 128], «ликвация первично гомогенного расплава предполагает связь серы и халькофильных элементов с параметрами фракционного плавления», в то время как действительно связь эта реализуется только для халькофильных элементов (рис. 1), а сера ведет себя независимо (рис. 2). Ликвационному механизму также противоречит и малая растворимость серы в базитовых магмах (0,10—0,15 мас.%).

Растворимость серы в базальтовом расплаве, как выясняется, возрастает с увеличением температуры. Влияет также состав самого расплава, и наибольшие содержания серы наблюдаются как в железистых расплавах, близких к феррогаббро, так и в магнезиальных малокремнистых расплавах пикритоидного состава. Одновременно обнаруживается при этом зависимость от катионного состава расплава (прежде всего, содержания железа) и от его кремнекислотности [Альмухамедов, Медведев, 1982]; на равновесные концентрации серы в расплаве влияют также парциальные давления серы и кислорода в газовой фазе, равновесной с силикатными расплавами. Увеличение растворимости серы в силикатных

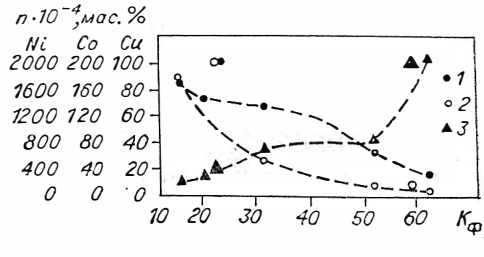


Рис. 1. Зависимость содержания халькофильных элементов в генетически связанных сериях основных — ультраосновных пород от коэффициента фракционирования [по Альмухамедову, Медведеву, 1982]. *1* — кобальт; *2* — никель; *3* — медь.

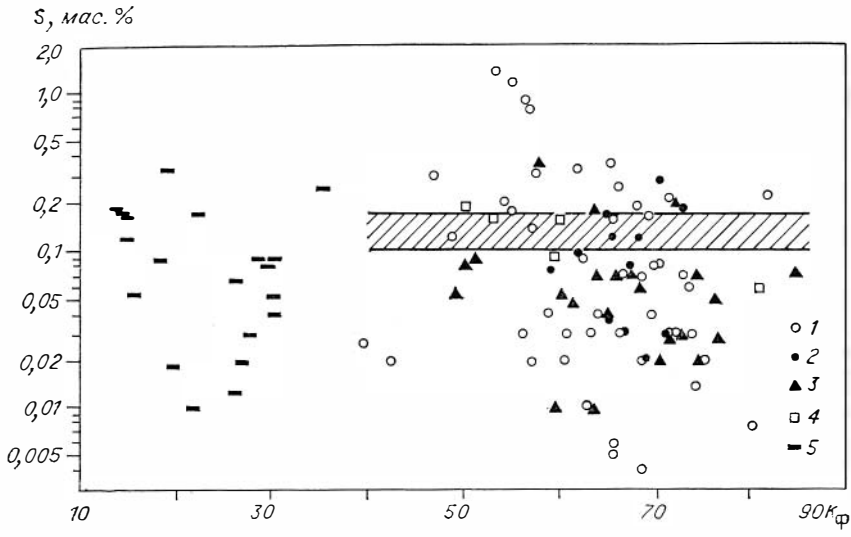


Рис. 2. Содержание серы в массивах и комплексах основных и ультраосновных пород в зависимости от коэффициента фракционирования [по Альмухамедову, Медведеву, 1982].

1 — траппы Сибирской платформы; *2* — основные породы континентальных областей; *3* — эффузивы основного состава океанов и островных дуг; *4* — габброидные интрузии; *5* — ультраосновные интрузии. Заштрихованная зона — вероятная предельная растворимость серы в основных расплавах.

расплавах происходит с уменьшением P_{O_2} (для устойчивости сульфидной серы — ниже 10^{-6} — 10^{-8} атм), а также с возрастанием парциального давления серы (для недосыщенных серой расплавов). Сульфидная емкость [Fincham, Richardson, 1954] суммирует это влияние, будучи пропорциональной константе равновесия реакции замещения кислорода силикатного расплава серой из газовой фазы $\left(O^{2-}_{сил} + \frac{1}{2}S_2 \rightleftarrows \frac{1}{2}O_{2_{газ}} + S^{2-}_{сил}\right)$. В качестве источников серы для преобладающего гипербазит-базитового типа месторождений, обеспечивающего практически весь диапазон сульфидного рудообразования, могут быть признаны ювенильные флюиды, содержащие H_2S и пары серы как «дыхание глубинных сульфидных расплавов», а также сера, заимствованная из вмещающих пород [Золотухин, Малюк, 1985].

Допускаемая представителями ликвационной концепции рудно-силикатная ликвация в камерах таких интрузий может иметь по масштабам лишь минералогический интерес, исходя из малых количеств растворенной серы в силикатном расплаве (см. рис. 2). Если сера привносится в расплав глубинными флюидами или из вмещающих пород, то она будет взаимодействовать с рудными элементами силикатного расплава с образованием сульфидов, но процесс уже будет не ликвацией, а сульфуризацией. На стадии силикатного ультрабазитового или магнезиального базитового расплава привнос в него серы глубинными флюидами или из вмещающих пород обеспечивает сульфуризацию части железа с поглощением образующимся сульфидным расплавом значительной части микроэлементов, имеющих максимальное сродство к сере (Ni, Co, Cu). Устанавливается распределение халькофильных элементов с коэффициентами 200—50 в пользу сульфидного расплава в соответствии со следующим рядом уменьшающегося сродства к сере: золото — медь — никель — кобальт.

Сульфуризация на магматическом этапе хорошо доказывается экспериментальными работами [Альмухамедов, Медведев, 1982] и определяется реакцией $2MeO + S_2 \rightleftarrows 2MeS + O_2$ в случае как газовой, так и конденсированной фазы, содержащей серу. В основных и ультраосновных

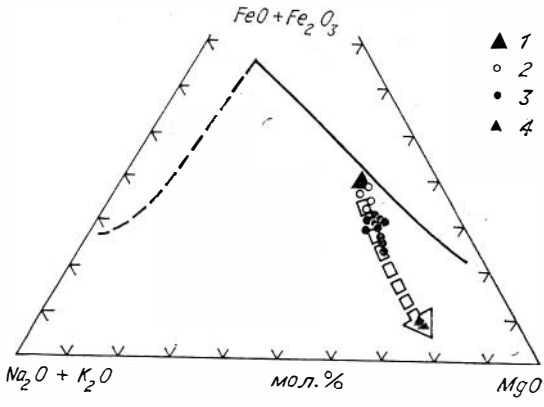


Рис. 3. Изменение состава базальтового расплава в опытах по сульфуризации [по Альмухамедову, Медведеву, 1982].

1 — исходный состав (обр. TR-2); *2—4* — взаимодействие пирротином (*2*), пиритом (*3*), $CaSO_4$ (*4*). Тонкой линией показано направление дифференциации трапповой магмы.

расплавах такая реакция сульфуризации с образованием сульфидной жидкости идет только на основе железа ($FeO + S^{2-} \rightleftarrows FeS + O^{2-}$). Она требует минимального $P_{S_2} \sim 10^{-2}$, в то время как для образования сульфидных фаз других главных компонентов расплава нужны чрезвычайно высокие значения P_{S_2} и они не реальны (Там же). Как следует из экспериментов по сульфуризации, изменение состава силикатной жидкости характеризуется заметным уменьшением в ней содержания железа (рис. 3). Несмешивающаяся сульфидная жидкость (в основном сульфид железа) независимо от механизма ее образования (ликвация или сульфуризация) находится в равновесии с железосодержащими силикатными расплавами.

По мере кристаллизации расплава можно ожидать его максимальной сульфуризации на стадии базитового пегматитообразования, характеризующейся наибольшей концентрацией летучих компонентов, включая серу. Сказанное справедливо и для интрузивов с горизонтами регенерированного расплава, претерпевающих метамагматический процесс [по Коржинскому, 1973], как это наблюдается в норильских месторождениях. Сульфуризация может идти также в твердом состоянии (разновидность метаморфического процесса). Особенно активно при этом с серой реагируют ультраосновные породы с образованием сульфидной никелевой минерализации, как это показано экспериментально [Kullerud, Yoder, 1965]. Проведенные расчеты и построение нами соответствующей мультисистемы (рис. 4) позволили это объяснить наименьшими значениями химических потенциалов (μ) серы, которые требуются для сульфуризации пород, богатых оливином [Золотухин, 1966]. Позже многими исследователями было показано, что сера в составе растворов и газовой фазы может реагировать путем разложения или обменных реакций с железом силикатов, образуя пирротин и другие сульфиды. Таким образом, сульфуризация подтверждается экспериментально для условий и метасоматического, и гидротермального процессов [Арутюнян и др., 1978, 1979; и др.]. В частности, было показано, что экстракция никеля из никелистого оливина начинается с температуры 300—350°С и при наличии серы в гидротермальном растворе отлагаются сульфиды в условиях градиентов температур.

Собственно сульфуризация предполагает как крайний случай инертность всех компонентов, кроме серы, в высокотемпературных магматических условиях, а также подвижность серы в относительно менее высокотемпературных метаморфических условиях. Значительное усиление подвижности остальных компонентов, как известно, происходит в метамагматических условиях [Коржинский, 1973] и далее в метасоматическом и гидротермальном процессах. Сера становится при этом одним из рядовых подвижных компонентов и может, как и они, задаваться химическими потенциалами в соответствующих мультисистемах. Это сделано в целом ряде работ, в том числе в мультисистемах $\mu S—\mu H_2O$ [Золотухин, 1964] и $\mu S—\mu O_2$ (рис. 5) [Золотухин, Васильев, 1967], для реакционных минералов в норильских рудах. На их примере подтверждается важность введения в рассматриваемые парагенезисы совместно с нерудными мине-

ралами таких рудных минералов, как магнетит и пирротин. Отсюда вытекает необходимость остановиться на имеющихся количественных оценках фугитивностей серы и кислорода во всем вероятном диапазоне (1300—300°С) сульфидного рудообразования медно-никелевой рудной формации. Парциальное давление серы при температуре 1200°С, установленное над расплавом системы Fe—S—O в области природных парагенезисов без учета влияния примесных компонентов, составляет диапазон 10^{-2}—10^{-4} атм [Naldrett, 1969]. Для кумулата интрузии Бельхельви по найденной активности железа [Рябчиков, 1975] получена оценка $P_{S_2} \sim 10^{-2}$ при 1200°С и летучести кислорода 10^{-10} атм. Для сульфидного расплава в равновесии с ультраосновной магмой при 1450°С и $f_{O_2} = 10^{-10,4}$ атм найдена $f_{S_2} = 10^{-2,4} - 10^{-2,0}$ атм [Shima, Naldrett, 1975]. Кристаллизация наиболее ранней ассоциации гексагонального пирротина (практически

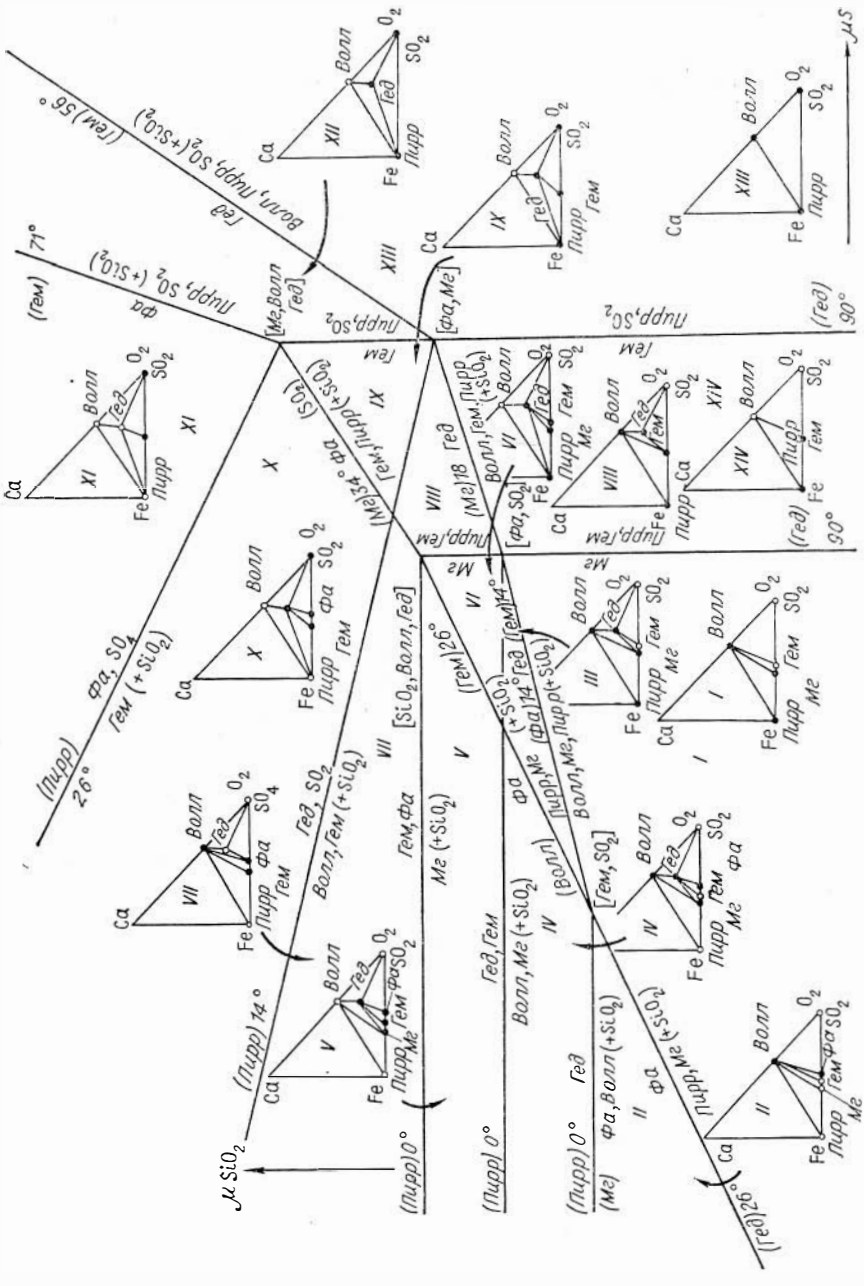


Рис. 4. Мультисистема μS—μSiO_2 для случая сульфуризации основных и ультраосновных пород [по Золотухину, 1966].

без Ni и Co), магнетита и хромита оценивается температурой около 850—900°С при $f_{S_2} = 10^{-4}$ атм; $f_{S_2} = 10^{-12}$ атм. В интервале температур 600—500°С это $10^{-8} - 10^{-10}$ и $10^{-22} - 10^{-34}$ атм соответственно. Нижний температурный предел формирования на Cu — Ni месторождениях интерметаллических соединений селенидов, теллуридов и арсенидов 250—300°С. Для большинства сульфидных равновесий f_{S_2} уменьшается со снижением температуры расплава или раствора [Некрасов, Горбачев, 1978] параллельно со снижением f_{O_2}. Тем не менее практически в течение всего периода сульфидного рудообразования обстановка была восстановительной и f_{O_2} изменялась от 10^{-12} (1300°С) до 10^{-37} атм (300°С), а f_{S_2} от 10^{-3} до 10^{-16} атм соответственно (рис. 6 и 7). Качественные оценки эволюции химических потенциалов CaO, MgO, FeO, щелочей и других компонентов

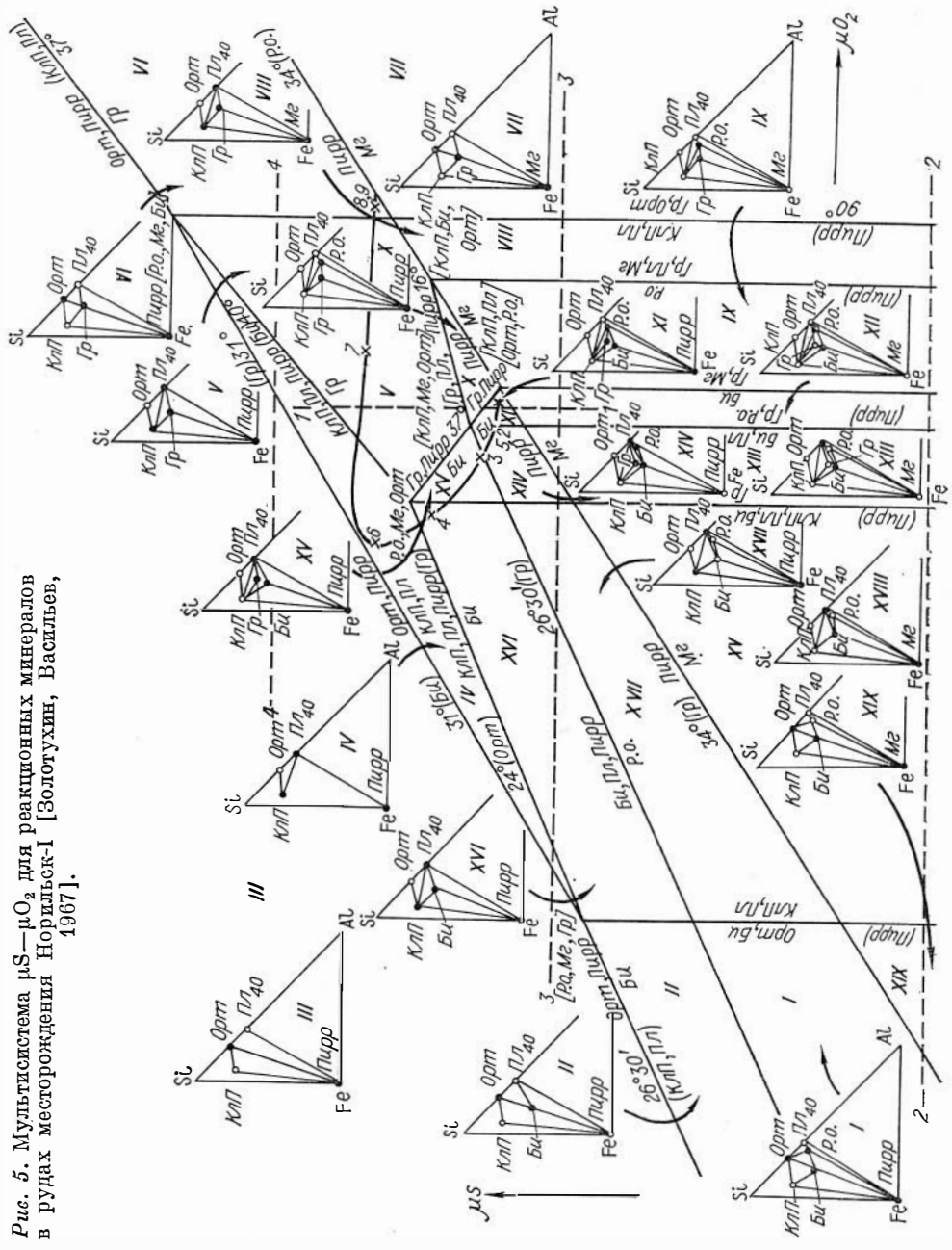


Рис. 5. Мультисистема μS—μO_2 для реакционных минералов в рудах месторождения Норильск-1 [Золотухин, Васильев, 1967].

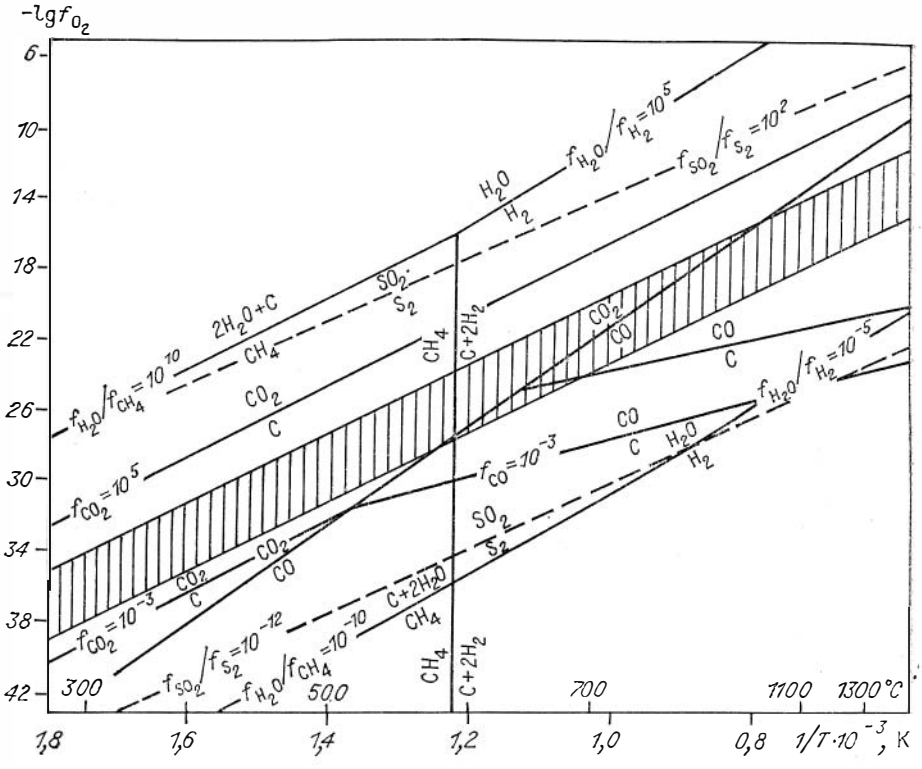


Рис. 6. Зависимость f_{O_2} от температуры для типовых равновесий в системе С—О—Н—S. Заштрихована область с наиболее оптимальными величинами летучести компонентов и температуры для кристаллизации руд норильского типа [по Некрасову, Горбачеву, 1978].

в процессе метасоматического сульфидообразования имеются в ряде прежних работ [Золотухин, 1964; и др.].

Источником ювенильной серы для сульфуризации является флюид, поднимающийся к поверхности по магмоводам и тектоническим нарушениям. Он генерируется глубинными очагами основной магмы, в которых массы сульфидного расплава находятся в динамическом равновесии с флюидом (паром), насыщающим сульфидно-силикатную систему. Имеются интересные расчеты по термической диссоциации сульфидов железа и меди [Куликов, 1969]. Они указывают на то, что в интервале минимальных температур (при низких давлениях) реальных расплавов от основного до ультраосновного состава (1200—1500°С) имеются уже значительные величины (рис. 8) парциальных давлений серы (молекулярной и атомарной), находящейся в насыщающем паре над расплавом сульфидов (10^{-3}—10^{-6} атм). С повышением температуры возрастают доля атомарной серы и роль элементарного железа в составе пара. По проницаемым зонам сера может мигрировать, обусловливая дальнейшую диссоциацию сульфидного расплава и образуя протяженное к поверхности устойчивое «облако» повышенных ее парциальных давлений (рис. 9). Расчеты для условий возникновения, например, норильских руд, вне зависимости от их генезиса (ликвационный или метасоматический), показывают интервал 10^{-4}—10^{-10} атм [Зотов, Перцев, 1978]. При попадании расплавного или твердого ультраосновного или основного материала в подобное «облако» он будет постепенно подвергаться сульфуризации и в тем большей мере, чем более активно он реагирует с серой. Попутно привносится некоторое количество меди и железа из глубинных источников.

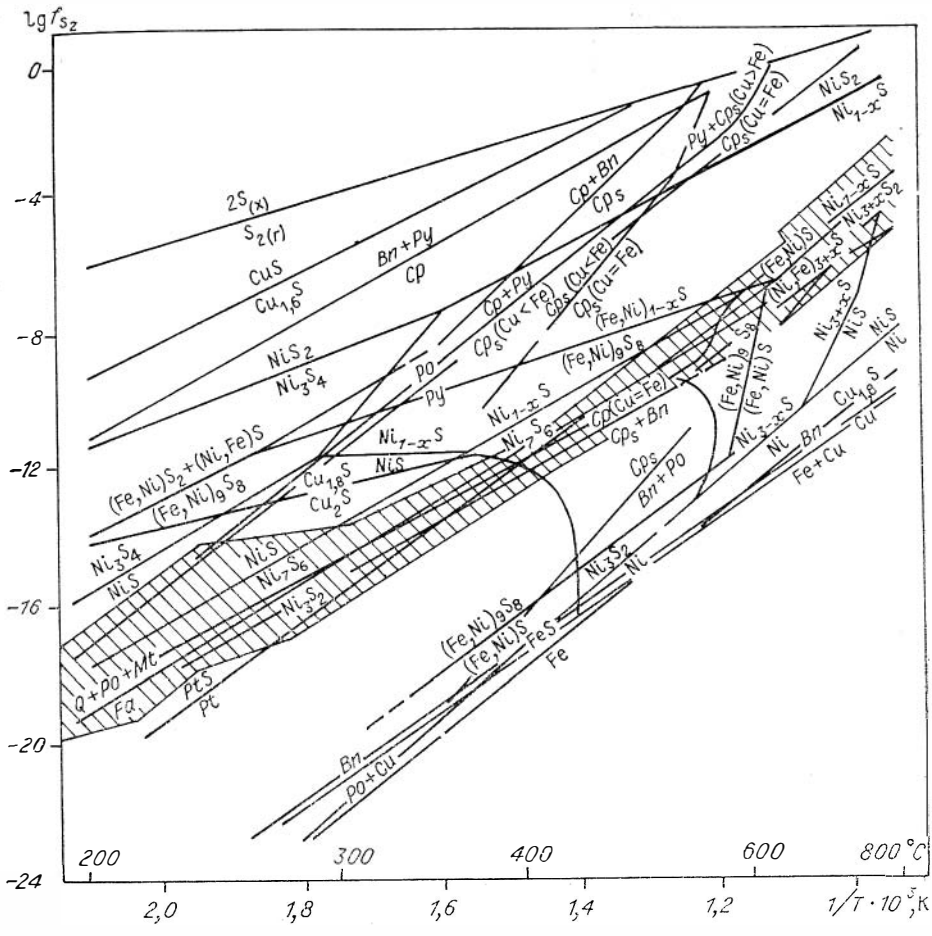


Рис. 7. Диаграмма $\lg f_{S_2}$—T для главных сульфидных равновесий медно-никелевых месторождений. Bn — борнит, Cp — халькопирит, Cp_s — халькопиритовый твердый раствор, Po — пирротин, Py — пирит. Заштрихована область кристаллизации норильских руд [по Некрасову, Горбачеву, 1978].

Сульфуризация, очевидно, играет малую роль для большой массы силикатного расплава благодаря рассеиванию серы в значительном объеме магмы. Большую роль она играет, несомненно, для основных пегматоидов и локальных проницаемых зон, в том числе вдоль трещин протопластовой отдельности в остывающих расслоенных интрузивах, способствующих концентрированному воздействию серы на раскаленные породы со стороны фильтрующихся флюидов (рис. 10).

Роль ассоциаций базитовых и гипербазитовых дифференциатов в рудоносных интрузиях заключается в том, что источником никеля и кобальта являются гипербазиты, а меди и серы — базиты. На это указывают [Виноградов, 1962] и кларки этих элементов (в мас.%) для ультраосновных и основных пород (в скобках): Ni — 0,20 (0,016), Co — 0,020 (0,0045), Cu — 0,002 (0,010), S — 0,01 (0,03). Взаимодействие базитового и гипербазитового дифференциатов при посредстве фильтрующихся глубинных флюидов, эволюционирующих по щелочности-кислотности [Коржинский, 1957], может привести к выщелачиванию из силикатов упомянутых рудообразующих компонентов [Арутюнян и др., 1978], некоторому их переносу вдоль интрузива и дальнейшей садке уже в сульфидной форме с последующим концентрированием вдоль проницаемых зон, в том числе протопластовых трещин (см. рис. 10). Возрастание здесь активности так-

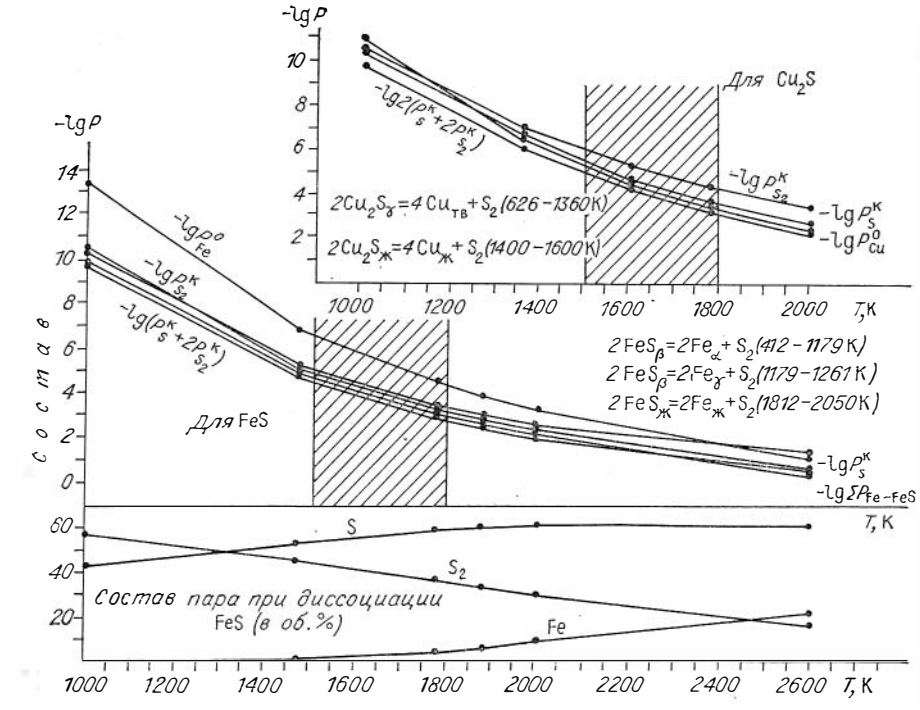


Рис. 8. Диаграммы зависимости (по расчетным данным И. С. Куликова [1969]): температура — состав пара при диссоциации FeS (в об. %); температура — парциальные давления серы и железа при термической диссоциации FeS; температура — парциальные давления серы и меди при термической диссоциации Cu_2S [по Золотухину, Малюк, 1983]. Заштрихованные участки — интервал реальных температурных условий.

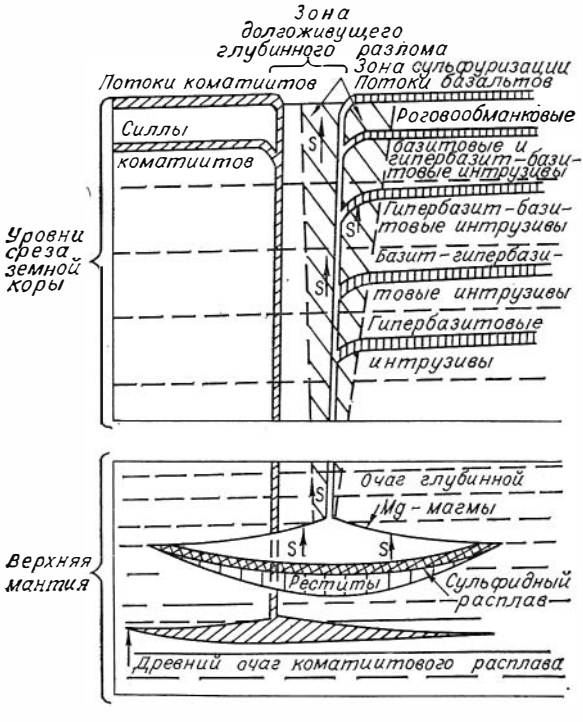


Рис. 9. Схема вероятной локализации никеленосных гипербазитовых, базит-гипербазитовых, гипербазит-базитовых магматических комплексов в зонах глубинных разломов в земной коре и питающих их очагов — в верхней мантии. Заштрихованное поле — область повышенных парциальных давлений серы, потенциально перспективная для сульфуризации базитовых и ультрабазитовых интрузивов.

же сульфидной серы приведет к замещению солей слабых кремниевых кислот солями более сильной сероводородной [Коржинский, 1957] с формированием сульфидного оруденения. Здесь отмечается перераспределение местных железа, кобальта, никеля, платиноидов на всех этапах, начиная с магматического, а также привнос серы и частично меди, т. е. типичная сульфуризация. Сульфуризация рудных компонентов эволюционно осуществляется при высоких температурах расплавов и рудоносных флюидов с образованием «первично-магматических» руд, постепенно переходящих в средне- и низкотемпературные руды, уже, несомненно, относящиеся к гидротермальным. Для ликвационного механизма образования этих руд, с этой точки зрения, практически не остается почти никакого места.

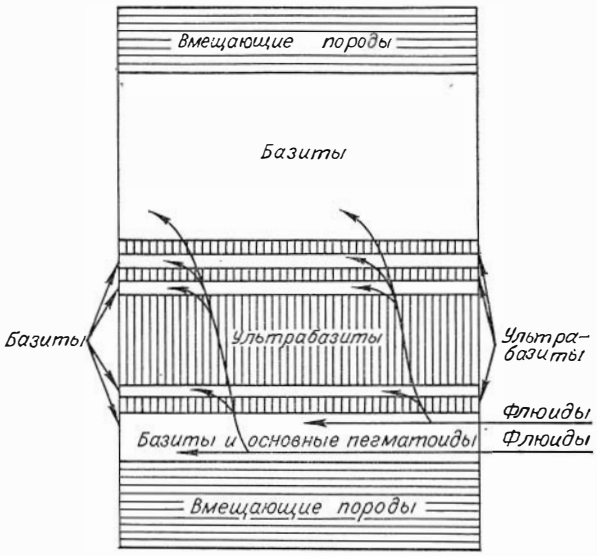


Рис. 10. Схема гипербазит-базитового массива в разрезе, подвергаемого сульфуризации глубинными флюидами (пояснения см. в тексте).

Выводы. 1. Месторождения сульфидной медно-никелевой рудной формации возникают в широком диапазоне условий: от магматических через метасоматические к гидротермальным с переменной их ролью в каждом конкретном случае. 2. Глубинная расплавная природа допускается для сульфидов, связанных с коматиитами, и для очаговых зон прочих месторождений формации. 3. Камерная природа сульфидов наиболее вероятна и для базит-гипербазитовых и гипербазит-базитовых интрузивных никеленосных комплексов. 4. Сульфуризация — главный процесс возникновения сульфидов в камерах расслоенных интрузивов. 5. Сульфуризация в камерах осуществляется главным образом в постмагматический этап в широком диапазоне температур и часто сопровождается метасоматическими изменениями.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. Геохимия серы в процессах эволюции магм.— М.: Наука, 1982.— 146 с.

Арутюнян Л. А., Петренко Г. В., Митюнин Ю. К. О сульфуризации оливинитов в гидротермальных условиях и мобилизации никеля // Условия образования медно-никелевых руд (природные парагенезисы и эксперимент).— Апатиты: Кольск. фил. АН СССР, 1978.— С. 73—85.

Арутюнян Л. А., Петренко Г. В., Предовский А. Л. и др. Экспериментальное исследование принципиальной возможности и условий мобилизации силикатного никеля в метаморфическом гидротермальном рудогенезе // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 148—156.

Вахрушев В. А., Кутолин В. А. Сульфиды в верхней мантии // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 228, № 2.— С. 438—442.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 555—571.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 68 с.

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры

природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 109—118.
Золотухин В. В. Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий.— М.: Наука, 1964.— 177 с.
Золотухин В. В. О природных процессах сульфуризации основных и ультраосновных пород // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 107, № 3.— С. 665—668.
Золотухин В. В., Васильев Ю. Р. Особенности механизма образования рудоносных трапповых интрузий северо-запада Сибирской платформы.— М.: Наука, 1967.— 231 с.
Золотухин В. В., Малюк Б. И. Сульфидные медно-никелевые месторождения норильского и западно-австралийского типов. Генезис // Геология и геофизика.— 1983.— № 11.— С. 19—31.
Золотухин В. В., Малюк Б. И. О генезисе сульфидных медно-никелевых месторождений // Геология и геофизика.— 1985.— № 10.— С. 67—71.
Зотов И. А., Перцев Н. П. Генезис метасоматических медно-никелевых руд Талнаха // Метасоматизм и рудообразование.— М.: Наука, 1978.— С. 86—95.
Коржинский Д. С. Режим кислотности постмагматических растворов // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1957.— № 12.— С. 3—13.
Коржинский Д. С. Метамагматические процессы // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1973.— № 12.— С. 3—6.
Куликов И. С. Термическая диссоциация соединений.— М.: Металлургия, 1969.— 250 с.
Некрасов И. Я., Горбачев Н. С. Физико-химические условия формирования дифференцированных интрузий и медно-никелевых руд норильского типа // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1978.— Вып. 7.— С. 92—123.
Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 232 с.
Fincham C. J. B., Richardson F. D. The behaviour of sulphur in silicate and aluminate melts // Proc. Roy. Soc.— 1954.— Vol. 233, N 1152.— P. 40—62.
Kullerud G. A., Yoder H. S. Sulfide-silicate reactions and their bearing on ore formation under magmatic, postmagmatic and metamorphic conditions // Simposium problems of postmagmatic ore deposition.— Prague, 1965.— Vol. 2.— P. 327—331.
Naldrett A. J. A portion of the system Fe—S—O between 900 and 1080°C and its application to sulfide ore magmas // J. Petrol.— 1969.— Vol. 10, N 2.— P. 171—201.
Naldrett A. J., Cabri L. I. Ultramafic and related mafic rocks, their classification and genesis with special reference to the concentration of nickel sulfides and platinum-group elements // Econ. Geol.— 1976.— Vol. 71.— P. 1131—1158.
Shima H., Naldrett A. J. Solubility of in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe—S—O // Econ. Geol.— 1975.— Vol. 70, N 5.— P. 960—967.
Vogt J. H. L. Nickel in igneous rocks // Econ. Geol.— 1923.— Vol. 18, N 4.— P. 307—353.

Н. М. Чернышов

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ ФОРМАЦИИ ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА (ВКМ)

В соответствии со структурно-вещественными принципами классификации никеленосных объектов [Чернышов, 1971, 1984, 1985; Годлевский, Лихачев, 1981; и др.] в составе дунит-перидотит-габбро-норитовой формации ВКМ выделяется несколько групп (типов) интрузивных тел, формирующихся на рубеже около 2 млрд. лет и различающихся по геолого-структурному положению, составу породных групп и минеральных парагенезисов, полноте дифференцированности, степени рудоносности и типам сульфидных медно-никелевых руд: 1) ранние ультрамафитовые высоко- ($MgO > 30\%$) и умеренно-магнезиальные ($20 < MgO \leqslant 30\%$), в разной мере дифференцированные, бесполевошпатовые (мамонский тип) с преимущественно сингенетическим медно-никелевым оруденением (Нижнемамонское, Подколодновское, Юбилейное месторождения, Астаховское, Артюховское, Бычковское, Шишовское и другие рудопроявления); 2) ультрамафит-мафитовые умеренно-магнезиальные ($8 < MgO \leqslant 30$) камерно дифференцированные (расслоенные) с амфибол(титанистая роговая обманка)-плагиоклазсодержащим типом ультрамафитов (ширяев-

ский тип) с сингенетическим никель-медным оруденением в ультраосновных дифференциатах (Ширяевское, Пионерское и другие рудопроявления); 3) ультрамафит-мафитовые (фазные) камерно дифференцированные (еланский тип) с сульфидным медно-никелевым оруденением в ранних плагиоклазсодержащих умеренно-магнезиальных ($12 < MgO \leqslant 30\%$) ультрамафитах (Вязовское и Абрамовское рудопроявления) и существенно никелевыми рудами в норитовых ($8 < MgO \leqslant 20\%$) телах (Еланское месторождение, Елкинское рудопроявление), пространственно и петрогенетически сопряженных с плутонами еланского типа и образующих, по существу, новую самостоятельную группу никеленосных интрузий [Золотухин и др., 1984; Чернышов, 1984, 1985]; 4) слабо дифференцированные и недифференцированные безрудные габбро-норитовые, габбровые и габбро-диоритовые ($MgO < 8\%$) интрузивы, завершающие становление всей никеленосной формации.

Эти группы интрузий, наиболее широко развитые в Воронцовском эпикратонном прогибе ВКМ, выявляют достаточно отчетливую приуроченность к определенным структурно-фациальным зонам, в пределах которых образуют своеобразные пояса (рис. 1): Лосевско-Мамонский — существенно ультрамафитовых интрузий мамонского типа; Ширяевско-Озерковский — дифференцированных (расслоенных) ультрамафит-мафитовых плутонов ширяевского типа; Елань-Эртильский — сложно дифференцированных (фазных) ультрамафит-мафитовых плутонов и сопряженных с ними сульфидоносных норитовых тел (еланский тип).

Петролого-геохимический облик никеленосных дифференцированных умеренно-магнезиальных ультраосновных интрузивов Лосевско-Мамонского пояса определяется [Чернышов, 1971]: 1) обширным сингенетическим рядом преимущественно бесполевошпатовых ультрамафитов и крайне ограниченным (менее 1%) развитием мафитов с последовательно возрастающей железистостью оливина (Fa — 14—30%), орто- (Fs — 15—33%) и отчасти клинопироксенов (Fs — 3—15%); 2) широким развитием в хромшпинелид-сульфидно-магнетитовом типе акцессорной минеральной ассоциации пирротина, халькопирита, пирита, пентландита, т. е. типичных минералов сульфидных медно-никелевых руд; 3) умеренной магнезиальностью при повышенной железистости ($\Sigma FeO = 11—13\%$), невысокими количествами Cr_2O_3 (0,2—0,3%), TiO_2 (0,3—0,5%), Al_2O_3 (1,5—4,5%), щелочей (0,2—1%; $Na_2O > K_2O$); 4) преобладанием палладия над платиной ($Pd/Pt = 2—10$), повышенным содержанием серы (0,2—0,6%), никеля и меди и четким обособлением рудообразующей (Fe—Ni—Cu—Co—S) ассоциации от силикатного (Si, Mg, Ca, Al) парагенезиса в ультрамафитах рудоносных интрузивов в отличие от безрудных, в которых Ni—Cu—Co тесно ассоциируют с магнием.

Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления, локализующиеся в наиболее обогащенных оливином ультраосновных дифференциатах, характеризуются: преимущественным развитием никель-медных и медно-никелевых ($Ni/Cu = 0,6—2,0$; $Ni/Co = 15—20$; $Pd/Pt = 1,3—1,5$) вкрапленных сингенетических при ограниченной роли эпигенетических ($Ni/Cu = 15—17$; $Ni/Co = 12—14$; $Pd/Pt > 20$) руд сравнительно простого состава (пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит, хромшпинелиды, кубанит и др.); близкими к метеоритным соотношениями изотопов серы ($\delta^{34}S = -0,38 \div +2,9‰$); крайне ограниченной ролью в рудах элементов корового типа. По генетическим особенностям этот тип месторождений относится [Чернышов, 1971] к классу собственно магматических, позднее метаморфизованных (мамонский тип).

Петролого-геохимический облик существенно мафитовых дифференцированных массивов ширяевского типа и ультрамафит-мафитовых плутонов еланского типа, магматические расплавы которого формировались при вероятном участии гранито-зеленокаменных образований архейского основания, определяется: 1) резким преобладанием мафитовых дифференциатов (до 90% объема) над ультрамафитовыми и широким развитием сре-

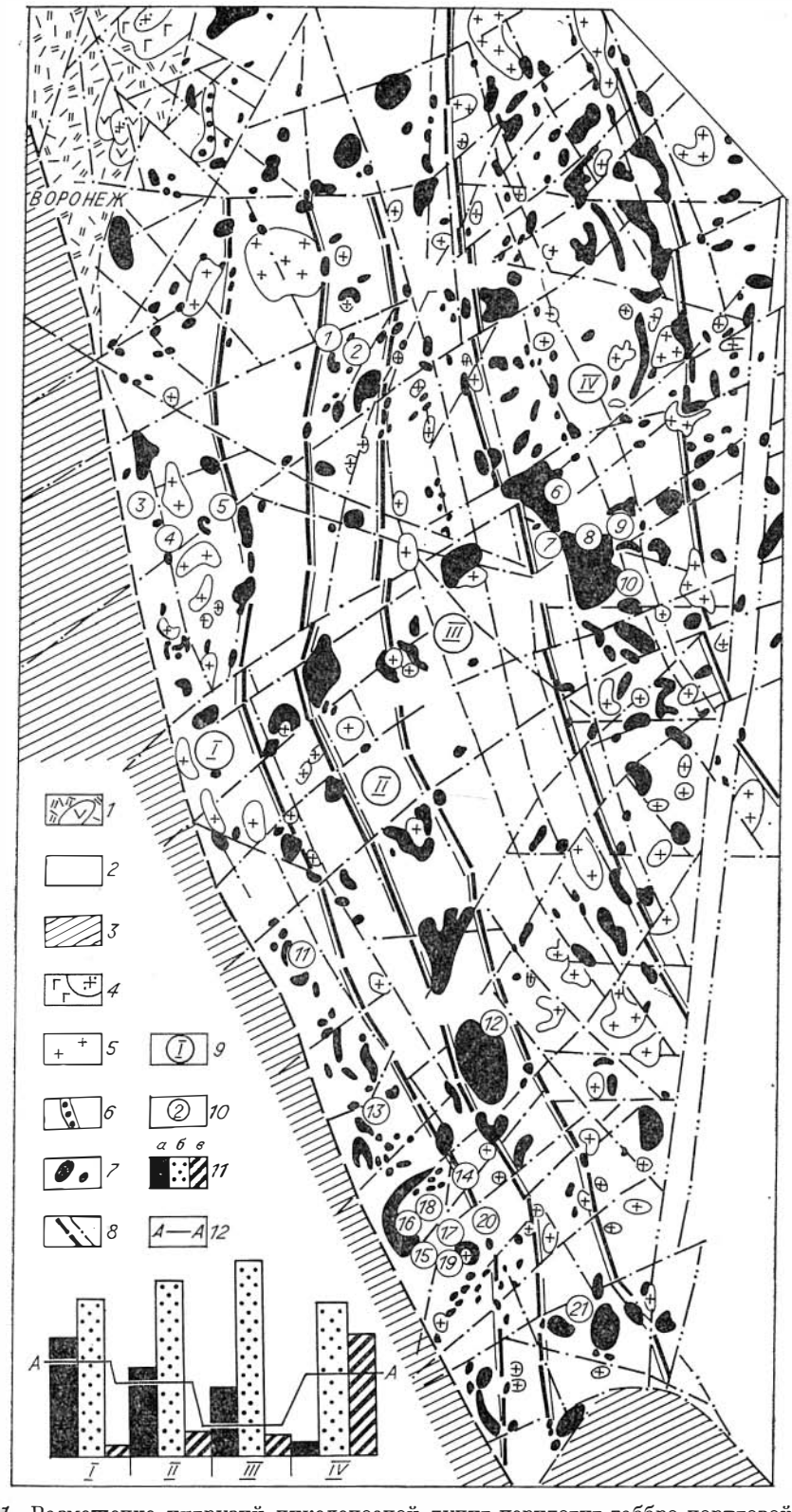


Рис. 1. Размещение интрузий никеленосной дунит-перидотит-габбро-норитовой формации и медно-никелевых месторождений и рудопроявлений в пределах Воронцовской структуры ВКМ. Карта составлена по материалам Придонской геолого-разведочной и Южной геофизической экспедиций с дополнениями и изменениями Н. М. Чернышова.

ди последних плагиоклазовых и роговообманковых разновидностей с высокомагнезиальным составом мафических минералов (оливин — Fa_{15-30}, ортопироксен — Fs_{15-32}; роговая обманка — $f' = 23—32$ мол.%); 2) умеренной магнезиальностью и повышенной железистостью (ΣFeO до 13%) и отчасти щелочностью (0,9—2,2%) и глиноземистостью ($Al_2O_3 = 4,1—9,2\%$) ультрамафитов и пониженной концентрацией в них серы переменного изотопного состава ($\delta^{34}S = +0,4 \div -1,5‰$).

Ассоциирующие с ультрамафитовыми дифференциатами плутонов руды (Абрамовское, Вязовское, Пионерское рудопроявления), подобно мамонскому типу месторождений, являются преимущественно медно-никелевыми ($Ni/Cu = 1,9—2,2$; $Ni/Co = 10$; $Pd/Pt = 1,6$; $\delta^{34}S = +0,3 \div -2,6‰$), халькопирит-пентландит-пирротиновыми с постоянным присутствием в них в незначительных количествах арсенидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта, иногда молибденита.

Сопряженные с ультрамафит-мафитовыми плутонами Елань-Эртильского пояса высокомагнезиальные ($8 < MgO \leqslant 20\%$) кварц- и биотитсодержащие мелко- и среднезернистые порфировидные нориты, с которыми ассоциирует сульфидный никелевый тип месторождений и рудопроявлений (Еланское, Елкинское), отличаются: 1) отчетливой минералого-петрографической и петрогеохимической комплементарностью с породами ультрамафит-мафитовых плутонов еланского типа [Чернышов и др., 1983; Золотухин и др., 1984; Чернышов, 1985]; 2) кристалломорфологической неоднородностью породообразующих минералов (цинк- и хромсодержащий ортопироксен — Fs_{18-30}, плагиоклаз An_{45-70}, реже оливин Fa_{22-30}, постоянным присутствием кварца, биотита ($f' = 22—33$ мол.%), иногда роговой обманки ($f' = 15—27$ мол.%) и клинопироксена, более характерного для безрудных интрузивов; 3) специфическим составом акцессорной минеральной ассоциации (высокохромистые хромшпинелиды, магнетит, ильменит, рутил, апатит, циркон, бадделеит, муассанит, периклаз, турмалин, пирротин, халькопирит, пентландит, молибденит, сфалерит, галенит, арсениды и сульфоарсениды никеля и кобальта); 4) повышенными содержаниями SiO_2 (50—57%), TiO_2 (0,6—0,75%), Al_2O_3 (9,6—13,5%), щелочей (2,5—4,9%; $Na_2O \geqslant K_2O$); 5) высокими содержаниями никеля и резким преобладанием его над медью и кобальтом ($Ni/Cu = 8—50$); повышенными концентрациями цинка; 6) значительной (по сравнению с известными пределами ее растворимости [Альмухамедов, Медведев, 1982]) обогащенностью серой ($S = 0,2—0,7\%$) и наибольшей обедненностью ее тяжелым изотопом ($\delta^{34}S = -0,2 \div 5,5‰$) при обратной связи между этими величинами; 7) устойчиво высокими значениями корреляционных связей Fe, Ni, Co, S. Уместно подчеркнуть, что нориты промышленно-рудоносных интрузий в известной мере как бы наследуют петрогеохимический облик постоянно присутствующих в них глубинных ксенолитов ультрамафитов — тремолититов и тальк-тремолитовых пород (типа пироксенитовых коматиитов?) архейского основания, которые характеризуются повышенной магнезиальностью ($MgO = 24,5\%$) и общей железистостью ($FeO = 12\%$) при избыточном содержании SiO_2 (до 55,5%), значительным преобладанием никеля над медью и кобальтом ($Ni/Cu = 6—10$; $Ni/Co — 18—20$) и несколько обеднены тяжелым изото-

---

1 — андезит-базальты и вулканогенно-осадочные породы воронежской (грязинской) свиты; *2* — песчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии (нижний протерозой); *3* — гранито-зеленокаменные образования архейского основания; *4* — ольховский комплекс габбро-гранитных кольцевых интрузий; *5* — гранитоиды бобровского комплекса; *6* — шукавский габбро-верлитовый комплекс; *7* — мамонский никеленосный комплекс дунит-перидотит-габбро-норитовой формации (нижний протерозой); *8* — глубинные разломы и тектонические нарушения; *9* — структурно-фациальные зоны (I — Лосевско-Мамонская; II — Ширяевско-Озерковская; III — Промежуточная; IV — Елань-Эртильская); *10* — месторождения и рудопроявления: (1 — Садовское (Аннинское); 2 — Восточно-Садовское; 3 — Песковатское; 4 — Астаховское; 5 — Шишовское; 6 — Вязовское; 7 — Абрамовское; 8 — Центральное; 9 — Еланское; 10 — Елкинское; 11 — Петровское; 12 — Ширяевское; 13 — Мамонское; 14 — Артюховское; 15 — Подколодновское; 16 — Юбилейное; 17 — Северо-Бычковское; 18 — Мартовское; 19 — Коммунское; 20 — Бычковское; 21 — Пионерское); *11* — ультраосновные породы (*а*), габбро-нориты, габбро, габбро-диориты (*б*), нориты (*в*); *12* — относительная распространенность породных групп по структурно-фациальным зонам (на врезке).

пом серы ($\delta^{34}S = -0,3 \div -1,8‰$), обнаруживая в этом отношении определенное сходство с изотопным составом серы архейских коматиитов КМА ($\delta^{34}S = +1,7 \div -2,1‰$).

Для сульфидных никелевых руд еланского типа характерны: 1) приуроченность к структурно-неоднородным мелано- и мезократовым разновидностям норитов; 2) пространственное совмещение в пределах единой рудной зоны (столба) структурно-текстурно-неоднородных типов руд (тонковкрапленные, гнездовые, шлировые, гнездово-прожилковые, брекчиевидные, вкрапленно-прожилковые, массивные), наследующих крутопадающий характер залегания сульфидоносных норитовых тел (магматических колонн); 3) несоответствие между размерностью породообразующих минералов силикатной матрицы и содержащимися в ней сульфидными выделениями, что резко отличает их от руд мамонского типа; 4) обилие в рудных зонах ксенолитов тремолититов и тальк-тремолитовых пород (типа пироксенитовых коматиитов?); 5) значительное преобладание пентландита (15—50%) над халькопиритом (3—15%) при ведущей роли пирротина; 6) тесное пространственное совмещение раннего пентландит-пирротинового (±халькопирит, хромшпинелиды, ильменит) с более поздним кобальт-никелевым арсенид-сульфоарсенидным (+молибденит, золото) парагенезисов, формирующихся из единого сульфидного расплава.

Особенностью руд еланского типа является несоответствие между составом силикатной (норитовой) матрицы и высоким содержанием в них сульфидной фракции [Золотухин и др., 1984; Чернышов, 1984, 1985], что ставит этот тип вне большинства известных сульфидных медно-никелевых месторождений, для которых (за исключением, пожалуй, лишь месторождения Садбери) характерна петрогеохимическая сопряженность между составом силикатной и сульфидной составляющих рудоносных магм [Лихачев, 1981]. Руды еланского типа принадлежат к маломедистым высоконикелистым ($10 < Ni/Cu < 100$; $8 < Ni/Co < 20$) и значительно обогащены элементами корового типа (Mo, Au, Ag, Bi, Sn, As, Sb и др.). По содержанию никеля и меди они отчетливо тяготеют к коматиит-ассоциированным рудам (рис. 2). Постоянно присутствующие в рудах хромшпинелиды относятся к высокохромистым (Cr_2O_3= 41,5—60%) цинксодержащим ($0,2 < ZnO < 2\%$) разновидностям [Плаксенко, Фролов, 1985] и близки к подобным минералам никеленосных коматиитов Западной Австралии [Лешер, Гровс, 1984]. Важно также отметить, что по величинам отношений Pd/Pt (1,6—2,6) и Pt/(Pt + Pd)—Cu/(Cu + Ni) руды еланского типа располагаются в поле месторождений, связанных с архейски

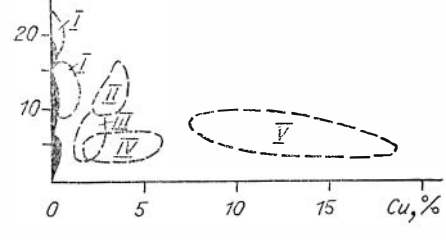


Рис. 2. Содержание Ni и Cu в рудах различных медно-никелевых месторождений. Римскими цифрами показаны месторождения, связанные с архейскими (I) и протерозойскими (II) коматиитами, габбро (III), месторождения Садбери (IV) и месторождения, связанные с платобазальтами (V [по Налдретту, 1984]); залиты поля составов сульфидных никелевых руд в норитах (еланский тип).

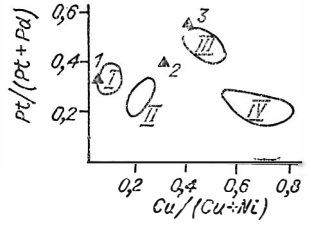


Рис. 3. Взаимоотношение между Pt/(Pt + + Pd) и Cu/(Cu + Ni) в массовых процентных отношениях в рудах различных медно-никелевых месторождений. Римскими цифрами показаны месторождения, связанные с архейскими (I) и протерозойскими (II) коматиитами, месторождения Садбери (III) и ассоциированные с платобазальтами (IV). Арабскими цифрами показаны руды: 1 — в норитах (еланский тип); 2 — в ортопироксенитах; 3 — ультрамафитах (мамонский тип).

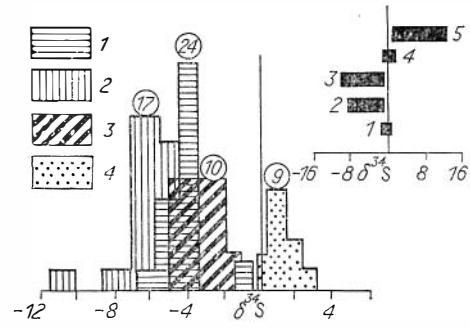


Рис. 4. Изотопный состав серы сульфидных медно-никелевых руд в норитах Еланского месторождения (*1*) и Елкинского рудопроявления (*2*), ортопироксенитах Центрального рудопроявления (*3*) и ультрамафитах Нижнемамонского и Подколодновского месторождений (*4*). Цифры в кружках — количество определений. На врезке — вариации отношений изотопов серы в метеоритах (1), рудах некоторых (Камбалда, Уайндарра, Лангмуир) коматиит-ассоциированных никелевых месторождений (2), рудах еланского (3), мамонского (4) и норильского типов (5) месторождений.

ми коматиитами (рис. 3) и тем самым заметно отличаются от руд мамонского типа.

Ассоциирующие с норитами сульфидные никелевые руды значительно обеднены тяжелым изотопом серы ($\delta^{34}S = -0{,}3 \div -11{,}5‰$), что существенно отличает их от медно-никелевых месторождений мамонского типа и приближает к коматиит-ассоциированным месторождениям Западной Австралии и Канады (рис. 4), также обогащенных изотопно легкой серой [Green, Naldrett, 1981; Lesher et al., 1981; Налдретт, 1984].

Наличие в сульфидоносных норитах ксенолитов ультрамафитов, в известной мере сходных с коматиитовой породной группой, маломедистый характер руд и резкое преобладание никеля над медью, наконец, устойчивое обеднение их тяжелым изотопом серы и ряд других минерало-геохимических черт, присущих коматиит-ассоциированным месторождениям, свидетельствуют о вероятной принадлежности сульфидных никелевых руд в норитах Воронцовской структуры ВКМ к особому — коматиит-регенерированному типу сульфидных никелевых месторождений (еланский тип).

Предлагаемая геолого-генетическая модель формирования сульфидных никелевых руд в норитах как особого — коматиит-регенерированного — типа сульфидного никелевого рудообразования исходит из представлений: 1) о принадлежности норитов к самостоятельным продуктам глубинного расплава, поступавшего вслед за становлением крупных ультрамафит-мафитовых плутонов еланского типа, с которыми нориты связаны общностью исходной родоначальной магмы мантийного типа и структурно-тектонической сопряженностью [Золотухин и др., 1984; Чернышов, 1984, 1985]; 2) об автономной эволюции норитового расплава и обогащении его в условиях движущейся магматической колонны в зонах интенсивной пропитки рядом петрогенных и рудообразующих элементов путем магматического замещения с экстракцией сульфидной фракции как из коматиит-ассоциированных сульфидных никелевых руд зеленокаменного пояса, наличие которого по геолого-геофизическим данным предполагается в архейском основании Воронцовской структуры ВКМ, так и частично за счет донных рудных залежей Еланского ультрамафит-мафитового плутона [Чернышов, 1985]; 3) о внедрении различных по степени насыщенности рудным веществом норитовых магм и возможности частичной кристаллизационной дифференциации магматического расплава на пути следования к современной камере и частично в ее пределах в условиях сравнительно быстрого охлаждения (субвулканическая фация); 4) о незначительном перераспределении рудного вещества на магматической стадии внутрикамерной эволюции сульфидного расплава, обогащенного элементами как коматиит-ассоциированного сульфидного оруденения, так и рудных залежей плутона и другими компонентами корового типа; о дальнейшем обособлении его от застывающей силикатной составляющей с последовательной сменой пентландит-пирротинового (±халькопирит) кобальт-никелевым арсенид-сульфоарсенидным парагенезисом, кристаллизовавшимся из той же порции сульфидного расплава.

Магматическое замещение и переотложение сульфидов, содержащихся в ультрамафитах архейского основания и в придонных дифференциатах плутона, предполагает высокие температуры норитового расплава. По данным экспериментальных исследований по плавлению сульфидно-окисносиликатных породных ассоциаций [Лихачев, 1978, 1981], переход в расплав наиболее высокотемпературной части сульфидной фракции осуществлялся при температуре не ниже 1150—1200°С, при этом значительная часть бессульфидной высокомагнезиальной (MgO > 30%) образуется при более высоких (не менее 1350—1400°С) температурах. Наличие в норитах высокобарических и высокотемпературных минералов (муассанит, периклаз), расчетные данные показывают [Чернышов, 1985], что температура норитового расплава, при которой могло осуществляться плавление сульфидной фракции коматиит-ассоциированного никелевого оруденения, была, вероятно, не ниже 1250°С. Вместе с тем постоянное присутствие в рудоносных норитах реликтовых высокохромистых цинксодержащих хромшпинелидов и многочисленных ксенолитов высокомагнезиальных (MgO = 24,5%) пород (тремолититы, тальк-тремолитовые породы, приближающиеся по составу к оливиновым пироксенитовым коматиитам (?)), несомненно, свидетельствуют о том, что термодинамические параметры норитовой магмы, воздействующей на рудоносную коматиитовую систему, были недостаточны для перевода в расплавленное состояние наиболее тугоплавких компонентов этой системы, формирующейся, как известно, в условиях значительных (1650°С) температур [Богатиков и др., 1984].

Быстрое продвижение расплава, обогащенного сульфидной жидкостью и флюидами мантийного и корового типа, и столь же быстрое застывание исключали возможность широкого проявления процессов внутрикамерной дифференциации, которая могла осуществляться, вероятно, лишь крайне ограниченно в условиях кристаллизующейся магмы на пути следования. В противном случае было бы весьма затруднительно объяснить незакономерное чередование различных по составу и структурно-текстурным особенностям сульфидоносных норитов, крупнозалегающее положение рудных тел (столбов) и их прерывистый характер, пространственное совмещение вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных руд, согласную с общей структурой магматической колонны ориентировку сульфидной вкрапленности.

Высокомагнезиальный состав норитового расплава и избыточное количество в нем кремнезема (вследствие вероятного магматического замещения средних и кислых членов коматиитсодержащей формации и отчасти песчаниково-сланцевых отложений вмещающей рамы [Золотухин и др., 1984]) предопределили в процессе становления сульфидоносных норитовых тел предпочтительную кристаллизацию ортопироксена вместо оливина, который, как отмечалось, практически отсутствует в норитах, а весь глинозем связывался с кальцием и щелочами в плагиоклаз, а также биотит, постоянно присутствующий в норитовой породной ассоциации. В процессе кристаллизации сульфидоносного расплава и образования рудных тел происходили незначительное перераспределение сульфидного вещества, обособление его от застывающей силикатной составляющей, последовательная смена пентландит-пирротинового (±халькопирит) парагенезиса кобальт-никелевым арсенид-сульфоарсенидным в условиях понижающейся температуры и все более полного перехода серы во вполне подвижное состояние. Присутствующие совместно с арсенидами и сульфоарсенидами молибденит, золото и другие типичные для высокотемпературных постмагматических процессов минералы представляют собой, по существу, конечные продукты того же сульфидного расплава, прошедшего длительную эволюцию, трансформируясь на заключительных стадиях в пневматолито-гидротермальные растворы.

Особенности формирования раннего (пентландит-пирротинового) и позднего (арсенид-сульфоарсенидного) парагенезисов, определяющих в

совокупности минералого-геохимический облик никелевых руд в норитах, описаны нами ранее [Чернышов, 1985] с использованием ряда парагенетических диаграмм (Fe—Ni—S; Ni—Co—As) при различных режимах ($\mu O—\mu S$; $\mu S—\mu Cu$). Здесь же важно подчеркнуть, что арсенид-сульфоарсенидный парагенезис, включающий помимо кобальтина, никелина, леллингита, герсдорфита, раммельсбергита, смальтина-скуттерудита минералы Mo, Au, Ag, Bi, Sn, по своему характеру соответствует высокотемпературным пневматолито-гидротермальным условиям рудогенезиса с присущими этому процессу околорудными изменениями рудовмещающих пород (амфиболизация, полевошпатизация, биотитизация и др.), морфологией рудных залежей, наследующих внутреннюю структуру практически полностью закристаллизовавшейся интрузии. Высокая подвижность полиэлементной флюидо-сульфидной системы не исключает возможности появления рудных залежей с высоким содержанием арсенидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта и сопутствующих им других минералов, т. е. появления руд вблизи сульфидоносных ортопироксенит-норитовых тел, подобных мартовскому типу [Чернышов, 1971].

Особое положение занимают руды в ортопироксенитах Центрального рудопроявления, располагающегося непосредственно в Еланском плутоне [Золотухин и др., 1984; Чернышов, 1985]. По петролого-геохимическому облику ортопироксениты в значительной мере аналогичны наиболее меланократовым разновидностям норитов, с которыми они образуют, вероятно, единую ортопироксенит-норитовую породную группу. Согласные с элементами внутреннего строения крутопадающих ортопироксенитовых тел рудные залежи, ассоциирующие с мелкозернистыми ортопироксенитами, характеризуются сложной морфологией, значительной структурно-текстурной изменчивостью, незакономерным чередованием и постепенными переходами вкрапленных, гнездововкрапленных, шлироподобных, иногда массивных руд. Количественно преобладающие вкрапленные руды являются медно-никелевыми ($Ni/Cu = 2—3$; $\delta^{34}S = -1{,}1 \div -3{,}7‰$) халькопирит-пентландит-пирротиновыми; более ограниченно развитые шлировидные и массивные принадлежат к существенно никелевым, маломедистым ($Ni/Cu > 10$; $\delta^{34}S = -2 \div -5{,}2‰$); в них значительно возрастает роль арсенидов и сульфоарсенидов никеля и кобальта, постоянно отмечаются молибденит, золото, графит. По своему составу эти руды, с одной стороны, наследуют минералого-геохимический облик оруденения, присущего ранним ультрамафитовым дифференциатам Еланского плутона, а с другой — несут отчетливые признаки аналогии с рудами еланского типа. Подобная неоднородность их минералого-геохимического облика отражает, вероятно, более сложный характер взаимодействия ортопироксенитового расплава как с коматиит-ассоциированными рудами архейского основания, так и в большей мере с придонными залежами плутона, приближаясь таким образом к своеобразному и пока мало исследованному сложнорегенерированному типу сульфидного медно-никелевого оруденения.

Таким образом, в пределах ВКМ выделяется два наиболее важных в промышленном отношении типа месторождений медно-никелевой формации: а) медно-никелевые собственно магматические, позднее несколько метаморфизованные в ультрамафитах (мамонский тип), масштабы никеленосности которых определяются размером интрузий и полнотой развития в сингенетически родственном ряду наиболее обогащенных оливином дифференциатов; б) никелевые в норитах (еланский тип), сформировавшиеся в результате магматического замещения и последующего переотложения ранее образованных коматиит-ассоциированного оруденения архейского основания и придонных залежей плутона (тип Садбери); ресурсные запасы подобного типа месторождений определяются пространственной сопряженностью магматических колонн норитового расплава и характером его взаимодействия с коматиит-ассоциированным никелевым оруденением архейского основания и придонными залежами дифференци-

рованных ультрамафит-мафитовых плутонов. Эти типы месторождений, а также сульфидные медно-никелевые руды в ортопироксенитах в совокупности определяют высокую потенциальную никеленосность ВКМ.

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А. И., Медведев А. Я. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм.— М.: Наука, 1982.— 147 с.

Богатиков О. А., Гирнис А. В., Рябчиков И. Д. Петрография и генезис коматиитов // Вулканология и сейсмология.— 1984.— № 6.— С. 18—37.

Годлевский М. Н., Лихачев А. П. Экспериментальные и физико-химические данные о формировании медно-никелевых месторождений // Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием.— М.: Наука, 1981.— С. 138—148.

Золотухин В. В., Чернышов Н. М., Молотков С. П. Об одном перспективном типе никеленосных интрузий // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 276, № 2.— С. 442—445.

Лихачев А. П. О генезисе медно-никелевых месторождений Садбери // Сов. геология.— 1978.— № 6.— С. 60—71.

Лихачев А. П. Геология, генезис и прогнозирование медно-никелевых месторождений: Автореф. дис... докт. геол.-мин. наук.— М., 1981.— 49 с.

Лешер К. М., Гровс Д. И. Геохимические и минералогические критерии рудоносности коматиитов в австралийских зеленокаменных поясах архейского возраста // Петрология.— М.: Наука, 1984.— С. 131—141.— (27-я сессия МГК).

Налдретт А. Дж. Сульфидные медно-никелевые месторождения: классификация, состав, генезис // Генезис рудных месторождений.— М.: Мир, 1984.— Т. 2.— С. 253—333.

Плаксенко А. Н., Фролов С. М. К проблеме генезиса никеленосных норитов Еланского дифференцированного плутона (по данным изучения акцессорных хромшпинелидов) // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов: Тез. докл. Всесоюз. симпозиума.— Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1985.— С. 128—129.

Чернышов Н. М. Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-восточной части Воронежского кристаллического массива.— Воронеж: Изд-во ВГУ, 1971.— 298 с.

Чернышов Н. М. Новый тип сульфидных никелевых месторождений в раннем докембрии Восточно-Европейской платформы // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 6.— С. 66—67.

Чернышов Н. М. Новый тип сульфидного никелевого оруденения Воронежского кристаллического массива // Геология рудн. месторождений.— 1985.— № 3.— С. 34—45.

Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Молотков С. П. Генетическая модель сульфидного медно-никелевого рудообразования Воронежского кристаллического массива // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 77—84.

Green A. H., Naldrett A. J. The langmuir volcanic peridotite — associated nickel deposits; Canadian equivalents of the Western Australian occurrences // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 6.— P. 1505—1523.

Lesher C. M., Lee R. F., Groves D. I. et al. Geochemistry of comatiites from Kambalda, Western Australia. 1 — Chalcophile element depletion — a consequence of sulfide liquid separation from komatiitic magmas // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 6.— P. 1714—1728.

А. Д. Генкин, Т. Л. Евстигнеева, И. Я. Некрасов

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЛАТИНОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД

В рудах медно-никелевых месторождений, генетически связанных с интрузиями базитов — ультрабазитов, постоянно присутствуют элементы платиновой группы (ЭПГ). Одним из важных результатов изучения платиновой минерализации медно-никелевых руд, полученных за последние 10—15 лет, является вывод о том, что ЭПГ в рудах находятся в двух основных формах: в виде твердых растворов в главных рудообразующих сульфидах — пирротине и пентландите; в виде самостоятельных минера-

лов платиновых металлов (МПМ), преимущественно минералов платины и палладия, число которых в настоящее время превышает 60.

Образование платиновой минерализации тесно связано с процессами формирования самих медно-никелевых руд. В генетической модели этих руд, включающей геолого-тектонические и петрологические аспекты, для нас важны следующие ее положения.

1. Медно-никелевые руды возникают при кристаллизации магматической несмешивающейся сульфидной жидкости, поступающей вместе с силикатным расплавом из глубинных, вероятно мантийных, уровней. Изучение норильских и других месторождений показывает, что осуществляется также самостоятельное внедрение сульфидного расплава.

2. Дифференциация сульфидного расплава приводит к его разделению на обогащенную железом и обогащенную медью сульфидные жидкости.

3. Сульфидные расплавы в качестве второстепенных компонентов всегда содержат ЭПГ.

Согласно этой модели, преобладающие среди ЭПГ платина и палладий, растворенные в сульфидном расплаве, при его кристаллизации либо входят в виде твердых растворов в сульфиды, либо группируются с другими находящимися в расплаве второстепенными компонентами (оловом, свинцом и др.) и образуют интерметаллические соединения. Детальное изучение особенностей нахождения ассоциаций МПМ в различных типах медно-никелевых руд позволило получить доказательства более сложных условий образования платиновой минерализации.

Вкрапленные руды норильских месторождений образуются при кристаллизации капель сульфидного расплава, обособившихся в силикатном расплаве. После дифференциации сульфидного расплава на «пирротиновую» и «халькопиритовую» составляющие практически весь палладий концентрируется в расплаве «сульфида железа» и при его кристаллизации входит в состав M_{ss}, а затем пентландита, не образуя самостоятельных минералов. Платина входит в состав куперита, изоферроплатины и реже сперрилита, которые встречаются в виде мелких хорошо ограненных кристалликов, размером от 10 до 50 мкм (рис. 1), что позволяет предполагать возможность их непосредственной кристаллизации из сульфидного расплава. Характерно, что зерна куперита и изоферроплатины приурочены к моноклинному пирротину. Состав минералов платины и ассоциирующих с ними сульфидов железа приведен в табл. 1. Эти данные позволяют сделать вывод о сравнительно высокой фугитивности серы при об-

Таблица 1

Состав природных Pt — Fe сплавов, куперита и ассоциирующих с ними сульфидов железа

Номер анализа	Минерал	Pd	Pt	Fe	Co	Ni	Cu	Ir	Ru	Rh	S	Сумма
1	c	1,73	83,6	0	—	0,05	0,06	—	—	—	14,5	100,39
2	c	1,29	84,6	0,01	—	0,05	0,05	—	—	—	14,5	100,95
3	po	—	—	60,5	—	0,1	0,23	—	—	—	39,7	100,53
4	ifp	0,21	88,8	8,91	—	0,16	—	—	—	0,20	0,23	98,51
5	po	—	—	60,2	—	0,14	—	—	—	—	40,1	100,44
6	c	2,69	83,1	0,33	—	0,59	0,03	—	—	—	14,9	101,61
7	c	1,86	83,5	0,24	—	0,17	—	—	—	—	14,9	101,14
8	po	—	—	58,5	—	0,21	0,03	—	—	—	40,2	98,94
9	c	0,1	81,5	1,3	—	0,8	0,3	0,2	0,1	0,4	14,7	99,4
10	c	—	82,1	0,9	0,1	0,7	1,1	—	—	—	13,7	98,6
11	Pt — Fe	—	89,3	10,2	—	—	0,2	0,3	—	—	—	100,0
12	Pt — Fe	—	90,5	10,3	—	—	0,1	—	—	—	—	100,9

Примечание. c — куперит, ifp — изоферроплатина, po — пирротин; анализы 1—8 — норильские месторождения, «Камека» MS-46, аналитик Н. С. Рудашевский; 9—12 — Риф Меренского [Mostert et al., 1982].

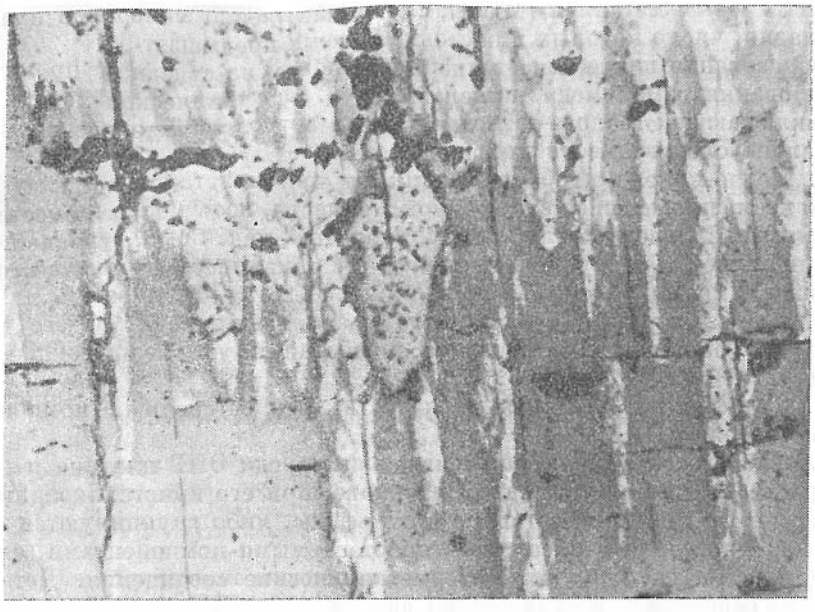


Рис. 1. Эвгедральный кристалл куперита среди пирротина и пентландита. Ув. 260.

разовании этих МПМ, что согласуется с данными А. Мостерта с соавторами [Mostert et al., 1982] по месторождениям Рифа Меренского.

Следует отметить, что существует точка зрения об образовании куперита за счет Pt—Fe сплава низкой железистости [Hiemstra, 1979]. Основанием для подобного заключения послужили находки срастаний куперита и изоферроплатины в Рифе Меренского [Kingston, El-Dosuki, 1982; Mostert et al., 1982]. По нашему мнению, подобные находки скорее свидетельствуют о более поздних преобразованиях Pt_3Fe, выделившейся из магматического расплава. В норильских вкрапленных рудах срастания подобного типа не установлены.

На вопрос о причинах образования сульфида платины или Pt—Fe сплавов пока нет однозначного ответа. По мнению К. Вермаака и Л. Хендрикса [Vermaak, Hendriks, 1976], на образование этих минералов наряду с f_{S_2} может влиять пересыщение интерстиционных вкрапленников железом. Гипотеза Е. Кинлоха, основывающаяся на пространственной разобщенности PtS и Pt_3Fe в Рифе Меренского, связывает образование изоферроплатины с высокими значениями f_{O_2}. Наши экспериментальные данные [Евстигнеева, 1985] свидетельствуют о разделении процессов образования изоферроплатины и куперита: состав соединений платины в ассоциации с сульфидами железа регулируется активностью Fe. Сера ведет себя «инертно». Куперит образуется, если железа недостаточно для кристаллизации Pt—Fe сплавов. В противном случае в ассоциации с изменяющимся по составу пирротином образуются Pt—Fe сплавы различной железистости: в ассоциации с моноклинным пирротином — Pt_3Fe, а в ассоциации с гексагональным пирротином и троилитом (при повышенной температуре) — тетраферроплатина.

При формировании сплошных руд норильских месторождений дифференциация сульфидного расплава приводила к отделению больших объемов обогащенного медью расплава, в котором концентрировались платина, палладий и другие элементы, такие как Sn, Pb, As, Sb, Bi.

Ранее [Генкин, 1959, 1968] было показано, что кристаллические зерна МПМ среди сульфидов обладают всеми признаками, типичными для метакристаллов: скелетными формами (рис. 2), неравномерным, часто

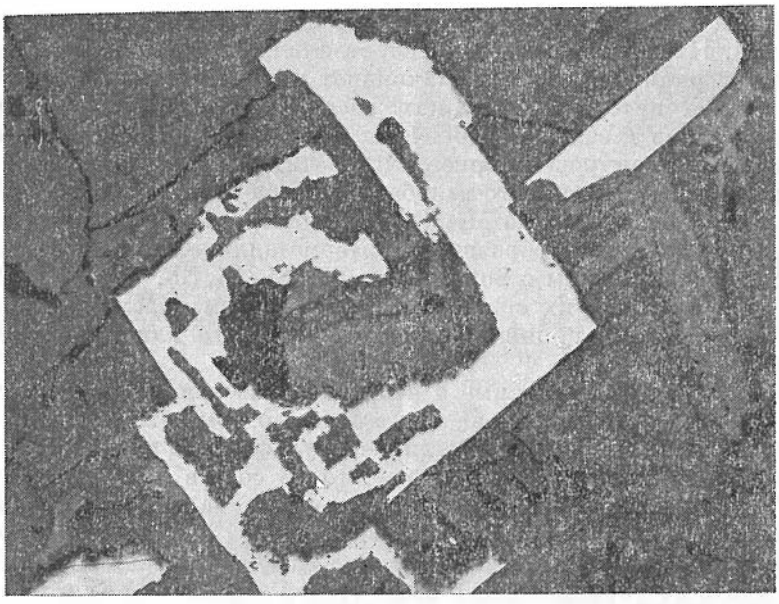


Рис. 2. Скелетный метакристалл рустенбургита (белое) среди халькопирита и кубанита. Ув. 160.

ступенчатым развитием отдельных граней, присутствием в МПМ включений халькопирита, талнахита, кубанита, пирротина, совместным нахождением хорошо образованных и недоразвитых кристаллов скелетного типа. Особенно показательно присутствие наряду с кристаллическими зернами типичных прожилков МПМ, секущих сульфиды (рис. 3). Некоторые прожилки обладают характерными ступенчатыми ограничениями, обусловленными ростом МПМ в окружающие сульфиды. Эти данные определенно свидетельствуют об образовании МПМ сплошных руд позже кристаллизации главных рудообразующих сульфидов — пирротина, минералов группы халькопирита, пентландита. В тесной ассоциации с МПМ нередко

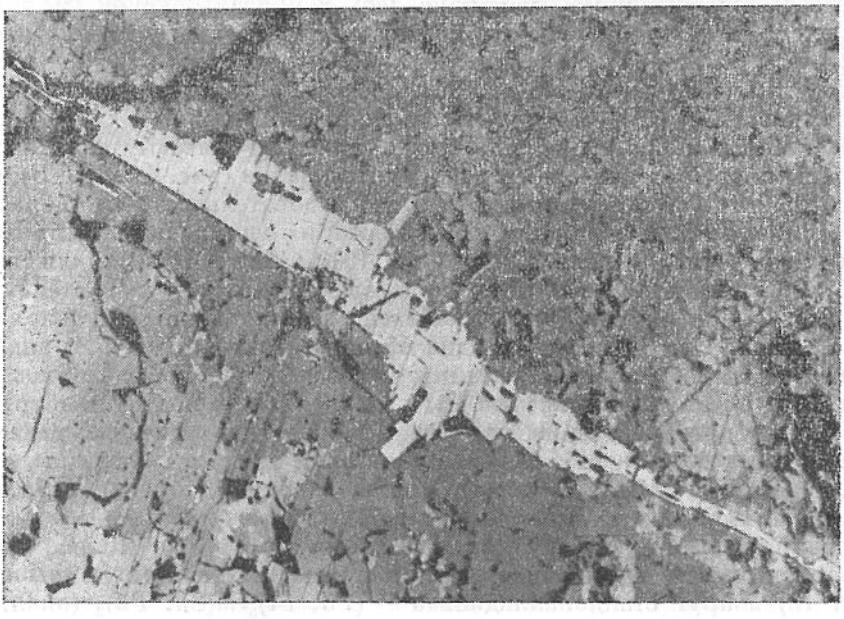


Рис. 3. Прожилок изоферроплатины со ступенчатыми кристаллическими ограничениями в пирротине и халькопирите. Ув. 160.

встречаются галенит, сфалерит и хлорсодержащий джерфишерит [Генкин, 1969]. Низкотемпературные гидротермальные минералы — магнетит поздней генерации, валлериит, макинавит и другие — образуются позже МПМ. Весьма интересен факт нахождения в призальбандовых частях сульфидных жил и залежей оторочек и скоплений магнетита, к которым нередко бывают приурочены кристаллы апатита и увеличение в этих участках, особенно вдоль верхнего зальбанда, числа зерен МПМ.

Типичной особенностью МПМ, представленных в сплошных халькопиритовых рудах разнообразными интерметаллическими соединениями палладия, реже платины с Sn, Pb, Cu, Fe, Ni, Bi, Sb, Te, Ag и другими элементами, является их срастание друг с другом. Часто они образуют агрегаты, в которых принимают участие до шести или семи различных минералов.

Приведенные выше данные о позднем образовании МПМ по отношению к главным сульфидам свидетельствуют о том, что кристаллизация МПМ происходила не непосредственно из сульфидного расплава, а из обособившейся из него остаточной жидкости. В состав такой жидкости помимо Pt, Pd, Sn, Pb, As, Sb, Bi и других элементов входили летучие компоненты, в частности хлор. Ранее [Генкин, 1968] приводились подтверждающие это данные. Об участии хлора при формировании МПМ можно также судить по упоминавшейся выше тесной ассоциации их с хлорсодержащим джерфишеритом и обнаружению в сплошных рудах хлорида палладия и висмута ($Pd_4Bi_5Cl_3$) в срастании с другими МПМ [Карпенков и др., 1981]. В последнее время многие зарубежные исследователи платиновых месторождений Стиллуотер и Бушвельдского комплекса отмечают существенную роль летучих компонентов в процессе переноса ЭПГ. Проблеме участия летучих компонентов в формировании платиновой минерализации этих месторождений было посвящено много сообщений на состоявшемся в 1985 г. в Канаде IV Международном платиновом симпозиуме. Е. Матез и др. [Mathez et al., 1985] в качестве доказательства активности богатых хлором флюидов приводят широкое распространение обогащенных хлором биотита и апатита в богатых ЭПГ зонах Стиллуотера и Бушвельда.

При кристаллизации сульфидов остаточная обогащенная ЭПГ жидкость распределялась среди них в виде диспергированных капель, проникала по микротрещинкам, накапливалась в призальбандной части жил и залежей, где расположены отмечавшиеся выше магнетит-апатитовые каймы. Состав остаточной жидкости в различных, даже близко расположенных участках, по-видимому, был несколько различен, о чем можно судить по составу МПМ в полиминеральных агрегатах.

Некоторые полиминеральные агрегаты МПМ бывают представлены зональными срастаниями слагающих их минералов (рис. 4, *А*, *Б*, *В*), в которых удается установить интересную последовательность их образования. Соотношения минералов в срастаниях и их состав (табл. 2) приводят нас к выводу, что минералы PtFe и $(Pd, Pt)_5Cu(Sn, Pb)_2$ возникли путем преобразования первоначальных кристаллических зерен рустенбургита — $(Pt, Pd)_3Sn$, нередко встречающихся среди халькопирита (рис. 4, *Г*; табл. 2, анал. 11). Начальная стадия преобразования (рис. 4, *А*; анал. 1) характеризуется появлением каймы минерала $(Pd, Pt)_5Cu(Sn, Pb)_2$ (анал. 2) и очень тонкой каемки PtFe (анал. 3) по краю рустенбургита. Дальнейшее преобразование приводит к тому, что площадь развития рустенбургита сокращается и он слагает лишь центральную часть срастания (рис. 4, *Б*; табл. 2, анал. 4). При этом помимо $(Pd, Pt)_5Cu(Sn, Pb)_2$ (анал. 1) и PtFe (анал. 7) около рустенбургита возникает кайма мелких выделений атокита — $(Pd, Pt)_3(Sn, Pb)$ (табл. 2, анал. 5). Полное преобразование (рис. 4, *В*) характеризуется развитием толстой каймы PtFe (анал. 10) вокруг станнопалладинита — $(Pd, Pt)_5Cu(Sn, Pb)_2$ (анал. 8), среди которого располагаются небольшие реликты рустенбургита (анал. 9). Сопоставление состава рустенбургита и новообразованных минералов

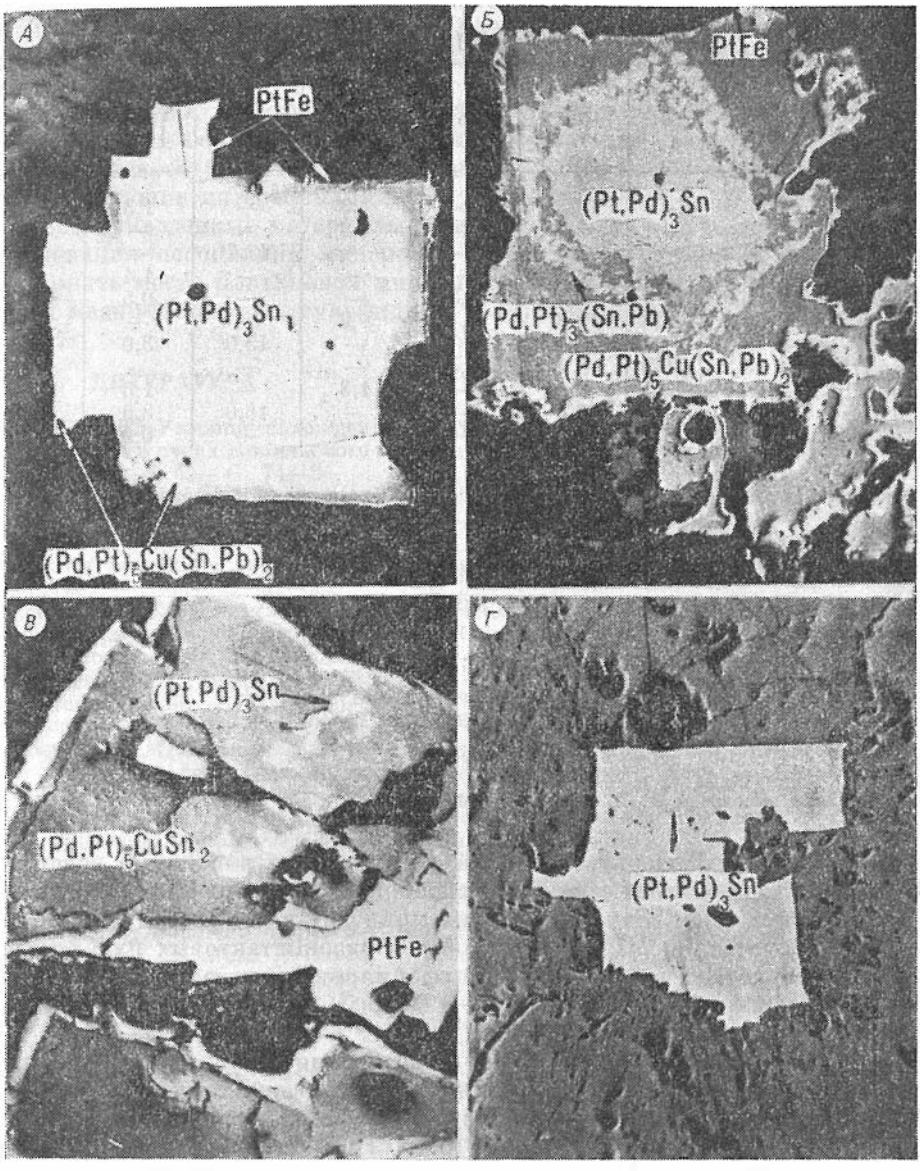


Рис. 4. Зональные срастания минералов платиновых металлов.

А — рустенбургит — (Pt, Pd)$_3$Sn, станнопалладинит — (Pd, Pt)$_5$Cu(Sn, Pb)$_2$ и тетраферроплатина — PtFe среди халькопирита. Ув. 165. *Б* — рустенбургит — (Pt, Pd)$_3$Sn, атокит — (Pd, Pt)$_3$(Sn, Pb), станнопалладинит — (Pd, Pt)$_5$Cu(Sn, Pb)$_2$, тетраферроплатина — PtFe среди кубанита и пентландита. Ув. 90. *В* — рустенбургит — (Pt, Pd)$_3$Sn, станнопалладинит — (Pd, Pt)$_5$CuSn$_2$, тетраферроплатина — PtFe в халькопирите. Ув. 165. *Г* — кристалл рустенбургита — (Pt, Pd)$_3$Sn в халькопирите. Ув. 40.

показывает, что преобразование происходило с привносом меди и отчасти свинца.

Таким образом, зональные срастания МПМ свидетельствуют о длительном последовательном формировании МПМ.

Рассмотренные выше зональные срастания МПМ с различной степенью замещения интерметаллидов Pd и Pt Cu-содержащими интерметаллидами этих металлов свидетельствуют о явлениях преобразования МПМ в заключительную стадию рудообразования. Подтверждением этого может являться и наблюдаемое в талнахитовых рудах замещение пентландита хлорсодержащим джерфишеритом (16,5% Cu, 1,5% Cl) и медистым пентландитом, в котором содержание меди достигает 7,5%. При этом в од-

Таблица 2

Химический состав МПМ зональных срастаний

Номер анализа	Pd	Pt	Sn	Cu	Pb	Sb	Fe	Ni	Сумма
1	15,6	60,5	18,8	2,3	—	1,3	—	1,3	99,8
2	45,2	15,4	23,1	9,6	5,4	0,9	—	—	99,6
3	—	77,2	—	3,4	—	—	18,7	—	99,3
4	7,3	69,8	18,9	2,3	—	—	—	1,4	99,7
5	55,0	19,5	19,0	1,8	5,5	—	—	0,5	101,3
6	56,9	3,2	23,5	9,8	6,4	0,6	—	—	100,4
7	—	79,8	—	3,6	—	—	13,0	3,0	99,4
8	52,0	13,2	25,5	8,7	1,3	—	—	—	100,7
9	21,6	54,8	19,9	1,8	—	1,3	—	1,3	100,7
10	—	77,5	—	2,8	—	—	16,0	3,5	99,8
11	23,1	55,8	20,3	—	—	—	—	0,9	100,1

Примечание.

1 — $(Pt_{1,81}Pd_{0,86}Cu_{0,21}Ni_{0,13})_{3,01}(Sn_{0,93}Sb_{0,06})_{0,99}$;

2 — $(Pd_{3,86}Pt_{0,72}Cu_{0,36})_{4,94}(Sn_{1,76}Pb_{0,24}Sb_{0,06})_{2,06}Cu_{1,00}$;

3 — $Pt_{1,03}(Fe_{0,83}Cu_{0,14})_{0,97}$;

4 — $(Pt_{2,22}Pd_{0,43}Cu_{0,22}Ni_{0,15})_{3,02}Sn_{0,99}$;

5 — $(Pd_{2,46}Pt_{0,48}Cu_{0,13}Ni_{0,04})_{3,11}(Sn_{0,76}Pb_{0,13})_{0,89}$;

6 — $(Pd_{4,55}Pt_{0,14}Cu_{0,31})_{5,0}(Sn_{1,69}Pb_{0,26}Sb_{0,04})_{1,99}Cu_{1,0}$;

7 — $Pt_{1,11}(Fe_{0,60}Cu_{0,15}Ni_{0,14})_{0,89}$;

8 — $(Pd_{4,27}Pt_{0,59}Cu_{0,20})_{5,06}(Sn_{1,89}Pb_{0,05})_{1,94}Cu_{1,00}$;

9 — $(Pt_{1,58}Pd_{1,14}Cu_{0,16}Ni_{0,12})_{3,0}(Sn_{0,94}Sb_{0,06})_{1,0}$;

10 — $Pt_{1,03}(Fe_{0,70}Ni_{0,16}Cu_{0,11})_{0,97}$;

11 — $(Pt_{1,66}Pd_{1,26}Ni_{0,09})_{3,01}Sn_{0,99}$.

Анализы выполнены В. Д. Бегизовым (МАР-2).

ном шлифе джерфишерит, медистый пентландит и зональные срастания МПМ могут находиться совместно с первичными минералами, не затронутыми замещением. Эти наблюдения приводят нас к выводу о том, что зональные срастания МПМ в сплошных и экзоконтактовых рудах возникают в результате взаимодействия сформированных ранее зерен МПМ и окружающих их сульфидов меди и железа с наиболее поздними порциями остаточных растворов.

Подтверждением возможности образования интерметаллидов палладия из гидротермальных хлоридных растворов при температурах 300—400°С явились эксперименты по изучению фазообразования в системах Pd—Sn—HCl и Pd—Sn—Cu—HCl (0,1N HCl, $P_{общ} = 1$ кбар) [Евстигнеева, Некрасов, 1980]. Удалось синтезировать аналоги минералов атокита (Pd_3Sn), паоловита (Pd_2Sn), таймырита ($Pd_9Sn_4Cu_3$), станнопалладинита (Pd_5Sn_2Cu) и кабриита (Pd_2SnCu). Эти результаты согласуются с представлениями о формировании МПМ в заключительную стадию кристаллизации сульфидных медно-никелевых руд, а последовательность кристаллизации от Pd—Sn к Pd—Sn—Cu фазам подтверждает образование Pd(Pt)—Cu—Sn минералов позже Pd(Pt)—Sn.

Таким образом, особенности нахождения и условия образования ассоциаций МПМ норильских месторождений существенно отличаются в различных типах медно-никелевых руд. Главными минералами вкрапленных руд в интрузивных габбро-долеритах являются изоферроплатина и куперит, отсутствующие в сплошных рудах, для которых характерны интерметаллиды палладия и тетраферроплатина.

По условиям образования различаются три типа ассоциаций МПМ:

1) зерна МПМ, кристаллизующиеся непосредственно из сульфидного расплава (изоферроплатина, куперит во вкрапленных рудах);

2) метакристаллы, прожилки и полиминеральные срастания МПМ, образующиеся из остаточной жидкости, обогащенной Pt, Pd, Sn, Pb, As,

Sb, Bi, Cu, Ag, Au, Ni и летучими компонентами (разнообразные интерметаллиды палладия в сплошных рудах, сложенных минералами группы халькопирита);

3) зональные срастания МПМ, возникающие в результате взаимодействия ранее образованных МПМ и окружающих их сульфидов с остаточной жидкостью или более поздними гидротермальными растворами (Cu-содержащие интерметаллиды Pd и Pt сплошных руд).

Все приведенные материалы являются основой предлагаемой модели образования ассоциаций минералов платиновых металлов и позволяют установить место платиновой минерализации в общем процессе формирования медно-никелевых сульфидных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Генкин А. Д. Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения// Геология рудн. месторождений.— 1959.— № 6.— С. 74—84.

Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения.— М.: Наука, 1968.— 106 с.

Генкин А. Д., Тронева Н. В., Журавлев Н. Н. Первая находка в рудах сульфида калия, железа и меди — джерфишерита // Геология рудн. месторождений.— 1969.— № 5.— С. 57—65.

Евстигнеева Т. Л. О физико-химических условиях образования некоторых минералов— интерметаллидов благородных металлов // Самородные металлы в изверженных породах.— Якутск, 1985.— С. 100—102.

Евстигнеева Т. Л., Некрасов И. Я. Условия синтеза фаз и фазовые соотношения в системах Pd_3Sn—Cu_3Sn и Pd—Sn—Cu—HCl // Очерки физико-химической петрологии.— М.: Наука, 1980.— Вып. 10.— С. 20—35.

Карпенков А. М., Рудашевский Н. С., Шумская Н. И. Природный хлорид палладия и висмута — фаза состава $Pd_4Bi_5Cl_3$ // Зап. ВМО.— 1981.— Ч. 110, вып. 1.— С. 86—91.

Hiemstra S. A. The role of collectors in the formation of the platinum deposits in the Bushveld Complex // Canad. Mineral.— 1979.— Vol. 17, pt. 3.— P. 469—482.

Kingston G. A., El-Dosuki B. T. A contribution on the Platinum-Group mineralogy of the Merensky Reef at the Rustenburg Platinum Mine // Econ. Geol.— 1982.— Vol. 77, N 6.— P. 1367—1384.

Mathez E. A., Boudreau A. E., McCallum I. S. Apatite and biotite from the Stillwater Complex, Montana // Canad. Mineral.— 1985.— Vol. 23.— P. 308. (Abstracts IV Int. Platinum Symposium, Toronto, 1985).

Mostert A. B., Hofmeyr P. K., Potgieter G. A. The Platinum-Group Mineralogy of the Merensky Reef at the Impala Platinum Mine, Bophuthatswana // Econ. Geol.— 1982.— Vol. 77, N 6.— P. 1385—1394.

Vermaak C. F., Hendriks L. P. A review of the mineralogy of the special reference to the new data on the precious metal mineralogy // Econ. Geol.— 1976.— Vol. 71, N 7.— P. 1244—1269.

Е. В. Туганова

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СУЛЬФИДНОЙ НИКЕЛЕВО-МЕДНОЙ ФОРМАЦИИ НОРИЛЬСКОГО ТИПА

Сульфидные никелево-медные месторождения, как известно, тесно связаны с магматическими формациями ультраосновных — основных пород, поэтому их происхождение нельзя рассматривать раздельно.

Состав минералов никеленосных магматических формаций определяется составом исходной магмы и физико-химическими условиями ее кристаллизации. Выявление этих параметров чрезвычайно важно для решения проблемы генезиса рудоносных интрузий и прогнозирования связанных с ними сульфидных месторождений. Информативными минералами при исследовании этих вопросов для никеленосных интрузий норильского типа, в частности для Талнахской, оказались моноклинные и ромбические пироксены.

Талнахская никеленосная интрузия имеет хонолитообразную форму, мощность ее около 200 м (максимальная 260 м). Сложена она четырьмя основными горизонтами пород: 1) нижним габбро (такситовые габбродолериты); 2) ультраосновными породами, представленными горизонтом так называемых «пикритовых габбро-долеритов» (в состав этого горизонта входят плагиоклазовые оливиниты, перидотиты, верлиты, меланотроктолиты и другие породы); 3) верхним габбро (оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты) и 4) горизонтом габбро-диоритов. Интрузия образовалась сложным путем. Два средних горизонта являются продуктом гравитационной и частично кристаллизационной дифференциации. В формировании первого и четвертого, кроме того, большую роль играли процессы автометаморфизма и перекристаллизации под воздействием летучих компонентов магмы и последующих интателлурических флюидов.

К нижним горизонтам интрузии (такситовым и пикритовым габбродолеритам) приурочено богатое вкрапленное, реже жильное петландит-халькопирит-пирротиновое оруденение. К нижнему экзоконтакту — залежи сплошных сульфидных руд того же состава. Талнахская интрузия описывалась многими исследователями [Петрология и рудоносность..., 1971; Петрология..., 1975; Поисковые критерии..., 1978; Условия..., 1979; Проблемы..., 1981; и др.], поэтому подробнее на ее описании не останавливаемся. В связи с уточнением ее генезиса остановимся на вопросах состава пироксенов, являющихся наряду с оливином и плагиоклазом главными породообразующими минералами Талнахской интрузии.

Кристаллохимические исследования пироксенов, корреляционный анализ слагающих их катионов, а также сравнение хромистости пироксенов с пироксенами из глубинных ксенолитов кимберлитов, из меймечитов, пикритов и коматиитов позволили получить новую информацию о генезисе такого типа рудоносных интрузий.

М. Н. Годлевским, В. К. Степановым, А. Д. Генкиным и другими отмечалось, что в дифференцированных интрузиях норильского типа клинопироксен имеет устойчивый состав по разрезу. В ряде работ приводились данные об изменении их состава снизу вверх по сечению интрузии при постепенном обогащении в этом направлении железом [Петрология..., 1975; Петрология и рудоносность..., 1971; Поисковые критерии..., 1978; Условия..., 1979; Магнезиальные базиты..., 1984; и др]. В. А. Шатков, В. В. Рябов, В. В. Дистлер характеризовали клинопироксены интрузий норильского типа как зональные. Их ядра сложены зеленым (хромистым) пироксеном, края — коричневым (титанистым). Предполагалось, что эти пироксены образовались в современной интрузивной камере в процессе кристаллизационной дифференциации, частично в результате протокристаллизации, из единой магмы.

Полученные нами данные в результате кристаллохимических исследований пироксенов позволили прийти к несколько иным выводам. Судя по десяткам зондовых (на приборе MS-46 «Камека») и рентгеновских анализов пироксенов, выполненных нами в минералогической лаборатории ВСЕГЕИ, оба клинопироксена относятся к авгитам (эннавгитам), имеющим небольшой (5—7%) дефицит кальция. С учетом Fe_2O_3, которая зондом не определялась, но, судя по данным У. А. Дира, Н. Л. Добрецова и других, не опускается ниже 1,5—2%, количество полуторных окислов в них достигает не менее 5,5—6,5%. Содержание молекулы Чермака небольшое, но достаточное, чтобы повлиять на параметры элементарной ячейки. Судя по установленным Е. П. Соколовой значениям параметров a, $\sin\beta$ и c, а также большему, чем у диопсида, углу моноклинности ($\angle\beta$), изученные клинопироксены по содержанию трехвалентных катионов (ΣR_2O_3) в четверной координации отвечают начальным членам серии авгитов.

Как видно из табл. 1, 2, зеленые клинопироксены богаче алюминием, хромом, магнием, кальцием, калием, коричневые помимо титана — же-

Таблица 1

Средние составы хромистых (зеленых) авгитов Талнахской интрузии. Электронно-зондовые рентгеноспектральные анализы (MS-46 фирмы «Камека»)

Порода	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	MnO	FeO	SiO_2	K_2O	Σ	R_2O_3 без Fe_2O_3	$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	Кол-во анализов
Оливинсодержащий габбро-долерит	2,92	0,41	0,68	17,05	20,53	0,30	0,17	6,06	52,05	0,12	100,21	4,02	0,16	4
Оливиновый габбро-долерит	2,79	0,50	0,78	17,16	20,35	0,44	0,17	6,08	52,40	0,01	100,63	4,07	0,16	10
Нижняя часть горизонта оливиновых габбро-долеритов	3,02	0,43	0,85	17,05	19,87	0,29	0,19	5,76	51,99	0,004	99,42	4,31	0,16	16
Пикритовый габбро-долерит	2,93	0,49	0,89	16,55	20,66	0,40	0,14	5,32	51,89	—	99,17	4,25	0,15	15
Такситовый габбро-долерит	3,03	0,53	0,88	16,60	19,78	0,41	0,18	6,16	51,69	—	99,40	4,44	0,16	4
Среднее из 49 анализов	2,94	0,47	0,84	16,88	20,26	0,36	0,17	5,75	52,02	0,01	99,67	4,20	0,16	

Таблица 2

Средние составы титанистых (коричневых) авгитов Талнахской интрузии. Электронно-зондовые рентгеноспектральные анализы (MS-46 фирмы «Камека»)

Порода	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	MnO	FeO	SiO_2	Σ	R_2O_3 без Fe_2O_3	$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	Кол-во анализов
Диорит-пегматит и габбро-диорит	2,49	0,70	0,19	16,56	18,28	0,34	0,25	8,87	52,23	99,97	3,38	0,23	6
Безоливиновый и оливинсодержащий габбро-долерит	2,74	0,58	0,34	16,33	19,83	0,29	0,24	8,30	51,95	100,33	3,52	0,20	5
Оливиновый габбро-долерит	2,64	0,70	0,34	16,78	19,73	0,38	0,22	6,98	51,74	99,43	3,62	0,19	17
Пикритовый габбро-долерит	2,92	0,90	0,45	17,09	19,08	0,36	0,21	7,01	51,61	99,11	3,81	0,18	10
Такситовый габбро-долерит	2,54	0,70	0,13	15,99	20,02	0,32	0,24	8,10	51,68	99,61	3,42	0,21	8
Среднее из 46 анализов	2,54	0,73	0,31	16,64	19,46	0,35	0,23	7,57	51,79	99,56	3,58	0,20	

лезом и марганцем. В авгитах зеленого цвета содержится высокое количество окиси хрома (Cr_2O_3 — 0,84%, среднее из 49 анализов), в отдельных случаях достигающее 1,03—1,05% по сравнению с коричневыми авгитами (Cr_2O_3— 0,31%, среднее из 46 анализов).

По количеству хрома зеленые авгиты близки к клинопироксенам из глубинных ксенолитов кимберлитовых трубок Мир, Обнаженная и Айхал [Харькив, Говоров, 1980] и превышают его количество в моноклинных пироксенах пикритов Камчатки (Cr_2O_3 — 0,45%, среднее из 20 анализов), меймечитов (Cr_2O_3 — 0,43%, среднее из 15 анализов) и коматиитов Австралии и Канады (Cr_2O_3 — 0,49%, среднее из 10 анализов) [Ланда и др., 1981]. Эти данные свидетельствуют, судя по содержанию хрома, об одном порядке глубинности образования пироксенов из глубинных ксенолитов, кимберлитов и хромистых пироксенов из пикритовых габбро-долеритов норильских никеленосных интрузий и о других термодинамических условиях образования клинопироксенов из пикритов, меймечитов и коматиитов [Ланда и др., 1981]. Для ромбического пироксена горизонта пикритовых габбро-долеритов Талнахской интрузии также характерно повышенное количество хрома, близкое содержанию его в ромбических пироксенах глубинных ксенолитов кимберлитов [Харькив, Говоров, 1980], что также свидетельствует об одном порядке глубинности их образования. По мнению Н. В. Соболева, повышение давления способствует увеличению хрома в силикатах.

Наличие повышенного количества хрома в пироксенах делает возможным предположение об участии в образовании Талнахской интрузии ультраосновной магмы, выплавлявшейся из недеплетированной мантии. О разных условиях образования клинопироксенов двух цветов свидетельствуют вариации их составов по разрезу интрузий. Если хромистый авгит имеет в горизонтах, где он встречен, одинаковый или слабо колеблющийся состав, то состав титанистого (коричневого) авгита плавно изменяется от горизонта пикритовых к горизонту безоливиновых габбро-долеритов (см. табл. 1, 2). Чувствительным показателем изменчивости состава пироксенов является коэффициент железистости $FeO/(FeO + MgO)$, который для хромистых авгитов почти постоянен (0,15—0,16) во всех горизонтах, а для титанистых — существенно выше уже в начале их кристаллизации (0,18) в пикритовых габбро-долеритах и плавно увеличивается (до 0,23) в безоливиновых габбро-долеритах (по данным Д. А. Додина, до 25,9).

Наибольшее количество хромистого авгита отмечается в горизонте пикритовых габбро-делеритов, где он составляет до 78% пироксенов тяжелой фракции, в то время как коричневый авгит в этом горизонте достигает в среднем 3,25%, образуя каемки вокруг ярко-зеленого авгита. Наоборот, в горизонтах оливинсодержащих, безоливиновых и такситовых габбро-долеритов коричневый авгит достигает 80% тяжелой фракции и присутствует в виде самостоятельных зерен. Количество зеленого авгита более бледной окраски (возможно, перекристаллизованного), но также с повышенным содержанием хрома (см. табл. 1) составляет в габброидных горизонтах 1,5—6% тяжелой фракции. Ромбический пироксен присутствует в низах интрузии, главным образом в горизонте пикритовых, в нижней части оливиновых и такситовых габбро-долеритов. Содержание его в составе тяжелой фракции этих пород составляет 2,5—10%. Состав ромбического пироксена почти не меняется, что подчеркивается также коэффициентом железистости, имеющим одинаковое значение (табл. 3).

Наблюдается корреляция между составами зеленого и ромбического пироксенов и отсутствие ее для этих минералов и коричневого клинопироксена, что ранее было подмечено В. В. Золотухиным для сходной по формационной принадлежности Мантуровской интрузии.

О физико-химических условиях образования пироксенов, по данным Н. В. Добрецова и др. [Породообразующие пироксены, 1971], можно су-

дить по силе корреляционных связей между катионами. Анализ связей катионов пироксенов Талнахской интрузии свидетельствует о кристаллизации их в различных термодинамических условиях. Зеленые клинопироксены отличаются от коричневых по направленности и силе корреляционных связей. Следует подчеркнуть, что зеленый авгит имеет больше значимых связей (более 0,70), чем коричневый (табл. 4). Исходя из вывода Н. В. Добрецова с соавторами об отображении изоморфизма элементов сильными отрицательными связями, можно отметить, в частности, что для хромистых пироксенов характерен равнозначный изоморфизм кальция как с железом, так и с магнием. Для титанистых — кальций изоморфен с железом при более ограниченном его изоморфизме с магнием. Особенно интересны для зеленых пироксенов сильные отрицательные связи кремния с хромом (—0,81) и алюминием (—0,89), а также магния и хрома (—0,76). Существенное содержание хрома (приближающееся к 1%) и, видимо, высокие давления и температура кристаллизации хромистого (зеленого) клинопироксена обусловили его вхождение в решетку как в шестерной, так и в восьмерной координации. Для коричневых клинопироксенов сильная отрицательная связь титана с кальцием обусловлена также, видимо, их изоморфизмом. Коричневая окраска клинопироксена зависит от вхождения титана в трехвалентной форме в позицию M_2 [Породообразующие пироксены, 1971]. Судя по силе корреляционных связей, для зеленых клинопироксенов характерен более широкий изоморфизм катионов, что свидетельствует о кристаллизации их при более высоком давлении и температуре, когда становится возможен гетеровалентный изоморфизм. Образование же коричневых пироксенов началось при более низких давлениях (и температурах), что выразилось в более слабых корреляционных связях, отражающих ограниченный изоморфизм элементов.

Все перечисленные факты говорят о кристаллизации зеленого пироксена в докамерных условиях на значительных глубинах из ультраосновной магмы в отличие от коричневого, образовавшегося в современной камере из магмы существенно базальтового состава. М. Н. Годлевский [Годлевский, 1959] считал магму, образовавшую интрузии норильского типа, «гибридной». Перидотитовая магма, по его мнению, на путях подъема раскислялась при ассимиляции боковых пород. Позднее М. Н. Годлевский [1967] установил, что интрузии норильского типа занимают промежуточное положение между базальтами и хондритами.

Известна точка зрения М. И. Иванова о двухфазном внедрении никеленосной ультра-

Таблица 3

Средние составы ромбических пироксенов Талнахской интрузии. Электронно-зондовые рентгеноспектральные анализы (MS-46 фирмы «Камека»)

Порода	Al_2O_3	TiO_2	Cr_2O_3	MgO	CaO	Na_2O_3	MnO	FeO	SiO_2	Σ	$\frac{FeO}{FeO+MgO}$	Кол-во анализов
Оливиновый габбро-долерит	1,37	0,63	0,21	27,91	1,94	0,10	0,36	13,46	54,37	100,38	0,33	10
Пикритовый габбро-долерит	1,15	0,56	0,19	27,63	1,84	0,06	0,34	13,58	53,98	99,35	0,33	11
Такситовый габбро-долерит	1,40	0,52	0,11	28,03	1,58	0,25	0,26	13,73	53,26	99,25	0,33	5
Среднее из 26 анализов	1,27	0,58	0,18	27,80	1,83	0,11	0,33	13,56	53,99	99,69	0,33	

Таблица 4

Корреляционные матрицы

Зеленые клинопироксены

Элемент	Al	Ti	Cr	Mg	Ca	Na	Mn	Fe″	Si
Al	1,00								
Ti	—0,06	1,00							
Cr	0,91	0,11	1,00						
Mg	—0,56	—0,19	—0,73	1,00					
Ca	0,16	0,00	0,39	—0,79	1,00				
Na	—0,28	0,47	0,00	—0,46	0,69	1,00			
Mn	—0,32	—0,24	—0,48	0,66	—0,80	—0,65	1,00		
Fe″	—0,31	—0,08	—0,61	0,77	—0,89	—0,59	0,75	1,00	
Si	—0,89	—0,01	—0,81	0,44	—0,14	0,17	0,24	0,25	1,00

Коричневые клинопироксены

Элемент	Al	Ti	Cr	Mg	Ca	Na	Mn	Fe″	Si
Al	1,00								
Ti	—0,43	1,00							
Cr	0,55	—0,05	1,00						
Mg	—0,11	0,59	0,34	1,00					
Ca	0,33	—0,63	0,36	—0,57	1,00				
Na	—0,15	—0,13	0,48	—0,06	0,56	1,00			
Mn	—0,35	0,34	—0,62	0,01	—0,63	—0,44	1,00		
Fe″	—0,37	0,34	—0,76	0,10	—0,85	—0,70	0,79	1,00	
Si	—0,59	—0,07	—0,65	0,12	—0,42	—0,30	—0,38	0,59	1,00

основной и «стерильной» основной магмы интрузий такого типа, однако обе магмы, по его мнению, следовали к поверхности после дифференциации из неглубокого периферического очага, существовавшего под лавами Норильской, Хараелахской и других мульд. Нами неоднократно подчеркивалось [Ляхницкая, Туганова, 1977; Проблемы..., 1981], что интрузии норильского типа не являются производными толеит-базальтовой магмы, предполагался особый «хондритовый» тип магмы, содержащей сульфиды.

В последнее время ряд авторов [Глубинное строение..., 1983; Магнезиальные базиты..., 1984; и др.] считают, что исходная магма для интрузий норильского типа отличается от толеит-базальтовой, возникла за счет более полного плавления мантийного субстрата и близка коматиитам.

Однако среди большей части исследователей господствует представление об интрузиях норильского типа как о производных толеит-базальтовой («траповой») магмы, горизонты ультраосновных пород которых образовались в результате кумулятивного накопления минералов ранней кристаллизации. В то же время гипотеза существования единой исходной магмы не может объяснить петрохимическую, минералогическую и геохимическую дискретность горизонтов ультраосновных пород и габброидов этих интрузий, двойственность состава которых отмечалась неоднократно [Годлевский, 1959, 1967 и др.]. В одной из последних работ М. Н. Годлевский писал об интрузиях норильского типа: «Связь рудоносного магматизма с траповым представляется сложной и неразрешимой».

При рассмотрении генезиса Талнахской и других интрузий норильского типа наиболее приемлема модель смешения двух исходных магм, поступавших из очагов, расположенных на разных глубинах мантии, по одним каналам. Смешение магм с разницей температур 100—200°С,

из разных очагов, по мнению В. С. Соболева [1981], — обычное явление.

Приведенные факты говорят о том, что пикритовые габбро-долериты со шлирами плагиоперидотитов и оливинитов не являются результатом фракционирования базальтового расплава, а представляют собой горизонт, обособившийся преимущественно из ультраосновной магмы. Судя по содержанию хрома, пироксены (зеленый и ромбический) ультраосновного горизонта интрузий норильского типа кристаллизовались из магм, имевших, видимо, состав, более близкий недеплетированной мантии, чем пикриты, меймечиты и коматииты, упомянутые выше [Ланда и др., 1981].

В силу глубокой степени гравитационной дифференциации мантии (или первоначальной ее неоднородности) мантия содержала сульфидную фракцию вещества, не смешивающуюся с силикатным расплавом [Лихачев, 1982; Глубинное строение..., 1983; и др.]. Весьма сложный состав сульфидных медно-никелевых руд, не имеющих на Земле аналогов, кроме метеоритов, позволяет считать их близкими глубокомантийной фракции сульфидного вещества.

Высокохромистый состав магмы и значительное содержание в ней сульфидов меди, никеля, кобальта, платиноидов, а также (по данным А. А. Маракушева, А. Д. Генкина) карбидов металлов позволяют сопоставлять глубины генерации никеленосной магмы с глубинами выноса включений кимберлитов лерцолитового состава (порядка 150—200 км).

В благоприятных тектонических условиях по разуплотненным путепроводам мантии, в понимании Е. В. Артюшкова, при значительном растяжении земной коры и глубоко проникающим разломам (в условиях рифтогенеза), при наиболее энергоемких процессах, связанных с мантийным диапиризмом, обусловленным расположением над восходящей ветвью конвективных течений, к поверхности вместе с глубинной ультраосновной магмой поднималась и содержащаяся в ней сульфидная фракция. Вторая магма была менее глубинной, имела обычный базальтовый состав и в расплавленном виде достигала современной камеры. То есть интрузии норильского типа образовались из соединения магм глубинного и малоглубинного мантийных источников.

Повышенное содержание хрома в ультраосновной магме привело не только к обогащению хромом пироксенов, но и к выделению самостоятельных хромитовых зерен нескольких генераций, изученных А. Д. Генкиным и др. [Условия..., 1979], одна из которых содержала до 44% Cr_2O_3. Эти хромиты также близки по составу хромитам из глубинных включений кимберлитов и других ультрамафитов [Соболев Н. В., 1976].

После смешения на глубине вязкой ультраосновной и менее вязкой базальтовой магм кристаллическая фаза с жидкими сульфидами, попав в современную камеру, под воздействием силы тяжести опускалась к ее дну, образовав обособленный по составу и структуре горизонт плагиоклазсодержащих ультраосновных пород с вкрапленным и жильным пентландит-халькопирит-пирротиновым оруденением.

Кристаллизация второй — толеит-базальтовой — магмы происходила главным образом в современной камере, где, в частности, началось выделение авгита с резко изменившимся цветом (вместо ярко-зеленого коричневый) и составом (см. табл. 1, 2), а также оливина с повышенной железистостью.

Исходя из модели смешения двух магм, детали которой, безусловно, нуждаются в доработке, становятся яснее многие ранее необъяснимые факты. Например, наличие интервала температур гомогенизации расплавных включений в пироксенах и оливинах горизонтов ультраосновных пород и габброидов; нередко отчетливая граница между этими горизонтами, иногда со срывом и инпротрузивными отношениями, описанными В. К. Степановым; им же подмеченное несоответствие мощностей ультраосновных пород интрузий и габброидной их части, не отвечающее процессам дифференциации в камере; различная последовательность кристаллизации минералов и отсутствие постепенных переходов между гори-

зонтами пикритовых и габброидных пород, описанные А. А. Маракушевым и др. [Проблемы..., 1981] и т. п.

Все эти особенности, включая специфику минералогического и геохимического состава горизонта ультраосновных пород (высоконикелистый оливин, высокохромистые пироксены, несколько генераций хромитов и др.) и габброидов, в том числе резкое изменение на их границе модального состава пород, а также состава и окраски авгитов, свидетельствуют о генетической самостоятельности образования ультраосновного горизонта.

Резюмируя все сказанное, подчеркнем, что:

1) ультраосновная магма, с которой пространственно и генетически ассоциируют сульфидные месторождения никеля, меди, кобальта и платиноидов, поднималась с бóльших глубин, чем толеит-базальтовая, и при продвижении к поверхности была разбавлена последней;

2) судя по содержанию хрома, пироксены (зеленый и ромбический) пикритового горизонта Талнахской интрузии кристаллизовались из магмы, имевшей состав, более близкий составу неделетированной мантии, чем пикриты Камчатки, меймечиты и коматииты Австралии и Канады;

3) вынос ультраосновной магмы с сульфидами был обусловлен энергоемкими процессами, связанными с мантийным диапиризмом, подтверждающимся в Норильском районе сейсмическими данными;

4) интрузии долеритов так называемой «трапповой формации» (широко развитые на северо-западе Сибирской платформы), производные толеит-базальтовой магмы (без примеси ультраосновной) не перспективны для генерации сульфидных никелево-медных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений.— М.: Наука, 1983.— 237 с.

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Госгеолтехиздат, 1959.— 68 с.

Годлевский М. Н. Источники оруденения, связанного с траппами Сибирской платформы // Петрология траппов Сибирской платформы.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967.— С. 173—188.

Ланда Э. А., Марковский Б. А., Богдасаров Э. А. Особенности химического состава клинопироксенов // Минералогический журнал.— 1981.— Т. 3, № 2.— С. 71—80.

Лихачев А. П. Условия образования медно-никелевых месторождений //Сов. геология.— 1982.— № 6.— С. 31—46.

Ляхницкая И. В., Туганова Е. В. Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977.— 78 с.

Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности/Золотухин В. В., Виленский А. М., Васильев Ю. Р. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 207 с.

Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.— Л., 1971.— 312 с.

Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии/Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 432 с.

Поисковые критерии сульфидных руд норильского типа.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978.— 167 с.

Породообразующие пироксены /Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. Н. Кривенко А. П., Кутолин В. А.— М.: Наука, 1971.— 454 с.

Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием.— М.: Наука, 1981.— 235 с.

Соболев В. С. Проблема смешения магм при образовании изверженных пород // Зап. ВМО.— 1981.— Ч. 110, вып. 6.— С. 641—645.

Соболев Н. В. Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— С. 103—111.

Условия образования магматических рудных месторождений.— М.: Наука, 1979.— 323 с.

Харькив А. Д., Говоров И. Н. Геохимия глубинных ксенолитов эталонных кимберлитовых трубок Якутии // Геохимия глубинных вулканических пород и ксенолитов.— М.: Наука, 1980.— С. 50—92.

Т. С. Додина, Д. А. Додин,
Т. К. Иванова, М. А. Садиков

АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ СУЛЬФИДНОЙ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЙ ФОРМАЦИИ — ОСНОВА ПРОГНОЗА НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Расширение минерально-сырьевой базы медно-никелевых руд требует развития и интенсификации поисковых, разведочных и научно-исследовательских работ по оценке перспектив промышленной никеленосности конкретных площадей в пределах главных рудовмещающих зон северо-запада Сибирской платформы, Балтийского щита, Воронежского кристаллического массива, а также с целью выявления новых рудоносных районов и зон на Таймыре и в других регионах страны. Однако эффективность проводимых работ пока не высока. Это в первую очередь объясняется большой (до 3000 м и более) глубинностью поисков ведущих промышленно-никеленосных объектов — массивов норильско-талнахского типа со сплошными и богатовкрапленными рудами. На фоне вмещающих карбонатно-терригенно-вулканогенных толщ такие объекты могут быть охарактеризованы как геохимические поля среднего (10—100 раз) концентрирования Cu, Ni, Co, Cr, Hg и ряда других элементов, отличающиеся избыточной плотностью, повышенной магнитной восприимчивостью и намагниченностью, высокой проводимостью и поляризуемостью, увеличенной скоростью распространения упругих волн. Такие черты промышленно-никеленосных массивов, усугубленные метаморфно-метасоматическими ореолами и рудными залежами, дают веские основания к повсеместному применению при их поисках методов современной геохимии и геофизики. Использование этих методов в регионе усложняется не только значительной глубиной залегания возмущающих объектов, но и тем, что к основным рудовмещающим зонам — Норильско-Хараелахской и Имангдинско-Летнинской — приурочены и другие, близкие по некоторым свойствам к массивам норильско-талнахского типа интрузивные тела. Это интрузии никеленосного курейского, слабоникеленосного моронговского и потенциально-никеленосного фокинского типов. Все они содержат горизонты ультрамафитов, а некоторые из них — бедное вкрапленное и сплошное медно-никелевое оруденение, а также характеризуются зачастую повышенными средневзвешенными количествами хрома и никеля. Суметь различить при поисковых работах аномальные геохимические и геофизические поля от всех этих объектов — важная и очень сложная задача. Ее решение кроется в создании комплексных геолого-геохимических и геолого-геофизических моделей различных объектов сульфидной медно-никелевой формации норильского типа, разработке на их основе эффективных прогнозно-поисковых критериев и методов и их последующем использовании при разномасштабном металлогеническом районировании и прогнозировании. Настоящая работа и представляет собой первый опыт комплексного геолого-геохимического моделирования системы интрузив + руда → метаморфический и метасоматический ореол → неизмененные или относительно неизмененные вмещающие породы на базе изучения геохимических полей.

В составе сульфидной медно-никелевой формации норильского типа намечаются три приуроченные к разновозрастным магматическим комплексам субформации: кобальт-никель-медная (промышленно-никеленосная), кобальт-медно-никелевая (никеленосная) и медь-кобальт-никелевая (слабо никеленосная). В связи с ними устанавливаются эндогенные геохимические поля (в понимании Л. В. Таусона [1983]) интенсивного, среднего и низкого концентрирования широкого спектра элементов-индикаторов и спутников медно-никелевого оруденения, отличающиеся в зависимости от субформационной принадлежности своими размерами,

Субформация	Тип интрузий	Средняя мощность	Средневзвешенный состав	Мине					
				Оливин			Клинопирок зеленый		
				I	II	III	I	II	III
Кобальт-никель-медная (промышленно-никеленосная)	Пикрит-габбро-диоритовый (норильско-талнахский)	130 м В том числе, %: Гт + Гк — 5,5 Гп — 27 Голс — 27,5 Г — 40	SiO_2 — 45,27; TiO_2 — 0,95; $Fe_{общ}$ — 12,4; MgO — 10,18; $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ — 0,29; S — 0,31; Cr_2O_3 — 0,077; V — 0,028; Cu/Ni — 1,72; Ni/Co — 11,3; P_2O_5 — 0,16; $K_ж$ — 54,9	Состав					
				Fs%			clFs%		
				22	28	44	14	11	10—15
				Никель 10^{-3}					
				162	116	19	38	23	42
				Медь 10^{-3}					
				16	16	3	8	4	10
				Хром 10^{-3}					
				41	30	10	829	732	278
				Кобальт 10^{-3}					
				28	19	5	5	5	5
				Ванадий 10^{-3}					
				8	10	60	39	46	54
Кобальт-медно-никелевая (никеленосная)	Троктолит-долеритовый (курейский)	135 м В том числе, %: Гт + Гк — 5 Гп — 15 Голс — 55 Г — 25	SiO_2 — 48,04; TiO_2 — 1,54; $Fe_{общ}$ — 13,88; MgO — 8,23; $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ — 0,22; S — 0,01; Cr_2O_3 — 0,033; V — 0,028; Cu/Ni — 1,24; Ni/Co — 6,3; P_2O_5 — 0,18; $K_ж$ — 62,8	Fs%			clFs%		
				32	50	60	12	21	11
				Никель 10^{-3}					
				Медь					
				2			6		
				Кобальт					
							5		
				Хром					
				20			500		
				Ванадий					
Медь-кобальт-никелевая (слабоникеленосная)	Троктолит-габбро-долеритовый (моронговский)	122 м В том числе, %: Гт + Гк — 1 Гп — 52 Голс — 27 Г — 20	SiO_2 — 44,77; TiO_2 — 0,96; $Fe_{общ}$ — 13,41; MgO — 10,88; $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ — 0,17; S — 0,06; Cr_2O_3 — 0,013; V — 0,023; Cu/Ni — 0,34; Ni/Co — 5,6; P_2O_5 — 0,13; $K_ж$ — 55,2	Fs%			clFs%		
				28	36	47	12		
				Никель					
				230	170		41	11	
				Медь					
				2	1		3	8	
				Кобальт					
				23	16		8	6	
				Хром					
				14	2		170	140	180
				Ванадий					
							72	55	

Примечание. Гт + Гк — такситовые и контактовые долериты, Гп — пикритовые и Г — безоливиновые долериты, габбро-диориты, лейкогаббро; I — III — генерации.

ралы						Внутригрупповой тренд	
сен			Плагиоклаз			оливиновых долеритов	мафит-ультрамафитов
бурый							
I	II	III	I	II	III		
Состав							
clFs%			An%				
14	14	15	62	60	47		
Никель 10^{-3}							
17	23	19					
Медь 10^{-3}							
3	4	3					
Хром 10^{-3}							
106	100	14					
Кобальт 10^{-3}							
3	5	5					
Ванадий 10^{-3}							
49	41	52				$Ca_{37}Si_{36}(Al_{23}Cr_{23}) \leftrightarrow Fe^{2}_{35}Mn_{24}Mg_{20}Ni_{34}Cu_{28}Co_{27}S_{20}$ норильско-талнахский	$Si_{35}Ca_{31}Al_{25}(Na_{23}K_{18}) \leftrightarrow Fe^{3}_{3}(Cr_{18}Mg_{17})S_{36}Ni_{35}Cu_{28}$ норильско-талнахский
						$Si_{43}Ca_{33}(Al_{17}Cr_{10}) \leftrightarrow Fe^{2}_{36}Mg_{36}Mn_{23}Ni_{41}Co_{34}Cu_{22}(S_{21})$ накохозский	$Ca_{30}(Si_{21}Al_{23}K_{20}) \leftrightarrow Fe^{3}_{34}(Cr_{22})Ni_{37}Cu_{36}S_{38}$ накохозский
							$Ti_{47}Mn_{45}Na_{35}V_{31}(Fe^{2}_{23}Sr_{22}P_{22}) \rightarrow Mg_{38}$ нижнеталнахский
clFs%			An%				
13	22	19	71	62	47	$Si_{40}Ca_{35}(Al_{17}Cr_{16}) \leftrightarrow Fe^{2}_{39}Mg_{31}(Mn_{16})Ni_{30}Co_{32}$ $(Cu_{24}S_{22})$ курейский	
Никель 10^{-3}							
14							
Медь							
2							
Кобальт							
5							
Хром							
Ванадий							
							$Ca_{31}S_{31}(Al_{23}K_{19}) \leftrightarrow Fe^{3}_{17}S_{40}Cu_{37}Ni_{21}$ курейский
clFs%			An%				
14	20	22	62	75	40	$Ti_{45}Si_{35}Na_{30}Mn_{29} \leftrightarrow Mg_{46}(Cr_{26}Al_{22})(Ni_{21}Co_{17})$ моронговский	
Никель							
22	10						
Медь							
1	1						
Кобальт							
5	6						
Хром							
20							
Ванадий							
59	61						$Na_{40}Si_{33}Ti_{32}Mn_{26}(V_{24}Al_{23}Fe_{23}Zr_{23}) \leftrightarrow Mg_{37}$ моронговский

троктолитовые долериты, Голс — оливиновые и оливинсодержащие долериты,

Субформация	Тип интрузий	Характеристика аномальных геохимических полей		
		Элемент	Коэффициенты контрастности	Зональность
Кобальт-никель-медная (промышленно-никеленосная)	Пикрит-габбро-диоритовый (норильско-талнахский)	Площадь 2—25 км²; удаленность от рудных залежей 2500 м		
		Cu	3—1000	(Ni Co Ag Cu) →
		Ni	3—250	→ (Mo Zn Pb Sn) →
		Cr	1,5—30	→ (Ba Sr Zr Ti Cr)
		Co	2—10	
		Zn, Pb	2—30	
		Ag, Hg, Mo, Sn, F	5—120	
		Ti, Zr, Ba, Sr, Mn	1,5—10	
Кобальт-медно-пикелевая (никеленосная)	Троктолит-долеритовый (курейский)	Площадь 0,2—2 км²; удаленность от рудных залежей 200 м		
		Gu, Ni	5—20	(CuNi) → (Cu, Co) →
		Co, Cr, Mo	2—5	→ (Co Ni Pb Cr) → (TiV)
		V, Ti	3—4	
		Zn, Pb	10—400	
		Ag, Sn	5—20	
Медь-кобальт-никелевая (слабопикеленосная)	Троктолит-габбро-долеритовый (моронговский)	Площадь 0,5—6,6 км²; удаленность от рудных залежей 800 м		
		Cu, Ni	5—10	(Ni Co Cr) → (Co Cu) →
		Cr	1,5	→ (Zn Pb Mn Ti Sr)
		Mo, V, Ti, Ag, Sr, Sn	3—5	
		Co, Pb	4—16	

Минеральный состав		Геологические особенности
Минералы-концентраторы	Минералы-спутники	
Халькопирит, миллерит, борнит, халькозин, пирит, пирротин, оливин, пироксен, магнетит, лимонит, сфалерит, галенит и др.	Альбит, калиевый полевой шпат, биотит, датолит, хлорит, серпентин, турмалин, флюорит и др.	Постоянная приуроченность к зонам глубинных разломов, наличие в первичном ореоле мощных минерализованных щелочных зон кремнекислотных щелочных метасоматитов и магнезиальных скарнов
Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, гематит, пироксен, оливин (Fa_{48-58})	Альбит, скаполит, амфибол, хлорит, биотит, титаномагнетит	Приуроченность к зонам глубинных разломов, присутствие в первичном ореоле зон существенно натриевых метасоматитов, скаполититов и известковых скарнов
Пирит, пирротин, оливин (Fa_{18-19}, Fa_{38-48}), клинопироксен, халькопирит, миллерит, лимонит и др.	Иддингсит, хлорит, титаномагнетит и др.	Приуроченность к зонам глубинных разломов, наличие в первичном ореоле полевошпатовых натриевых метасоматитов

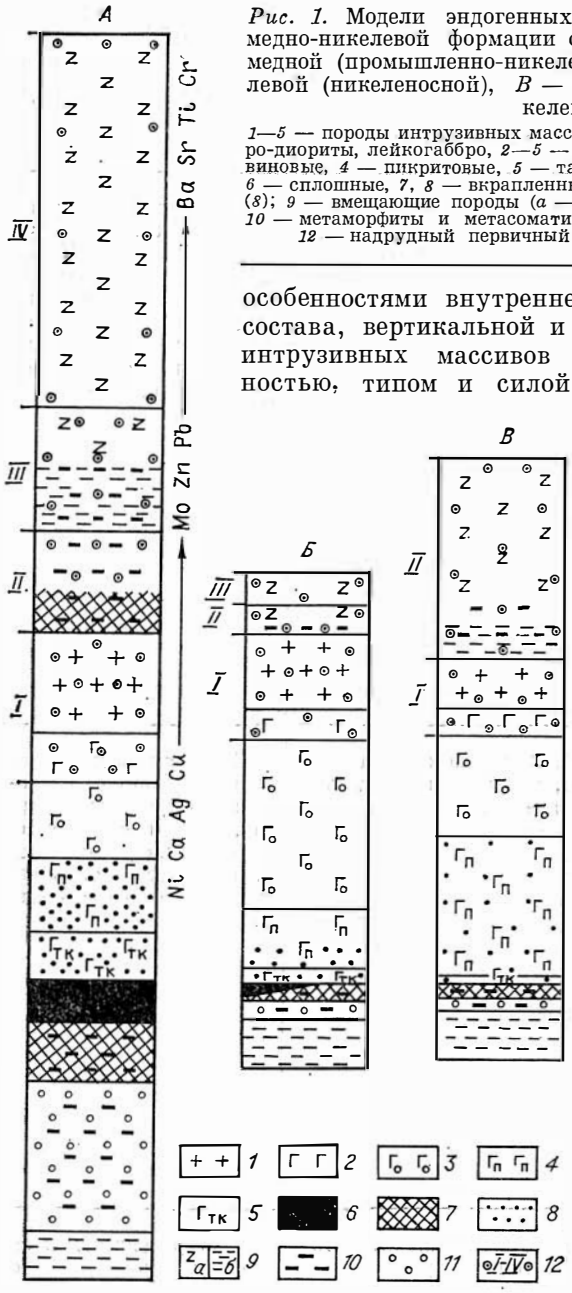


Рис. 1. Модели эндогенных геохимических полей сульфидной медно-никелевой формации субформаций: *А* — кобальт-никель-медной (промышленно-никеленосной), *Б* — кобальт-медно-никелевой (никеленосной), *В* — медь-кобальт-никелевой (слабо никеленосной).

1—5 — породы интрузивных массивов: *1* — диориты, монцодиориты, габбро-диориты, лейкогаббро, *2—5* — долериты (*2* — безоливиновые, *3* — оливиновые, *4* — пикритовые, *5* — такситовые и контактовые); *6—8* — руды: *6* — сплошные, *7, 8* — вкрапленные во вмещающих породах (*7*) и интрузии (*8*); *9* — вмещающие породы (*а* — вулканиты, *б* — осадочные отложения); *10* — метаморфиты и метасоматиты; *11* — подрудный первичный ореол; *12* — надрудный первичный ореол (I—IV — подгоризонты).

особенностями внутреннего строения и вещественного состава, вертикальной и горизонтальной относительно интрузивных массивов и рудных залежей зональностью, типом и силой тренда, петрогенетическими особенностями. Выявление качественной и количественной информации об этих признаках (см. таблицу) приводит к созданию геолого-геохимической модели суммарного эндогенного геохимического поля конкретной рудной субформации.

Главными чертами модельного геолого-геохимического поля кобальт-никель-медной субформации являются значительная мощность, в десятки раз превышающая таковую интрузивных массивов и рудных залежей, чередование геохимических полей интенсивного (сплошные, а также прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды во вмещающих породах), среднего (вкрапленные руды в интрузии, подрудный и первый надрудный горизонты первичного ореола) и низкого (второй — четвертый подгоризонты надрудного первичного ореола) концентрирования, прерывистость и невыдержанность самих горизонтов, зональность вида Ni Co Ag Cu→Mo Zn Pb→Ba Sn Ti Cr Zr. Эти и другие аномальные зоны, прослеживаясь вдоль контактов промышленно-никеленосных интрузий норильско-талнахского типа в карбонатно-терригенных отложениях палеозоя и вулканитах пермо-триаса и контролируясь литологическими особенностями пород и тектоническими нарушениями, образуют прерывисто-непрерывную аномальную полосу — геохимическое поле элементов-индикаторов и элементов-спутников (рис. 1). В этой мощной (до 2500 м) полосе первичный ореол самих залежей богатых руд наиболее четко проявлен контрастными и высококонтрастными аномалиями благородных металлов и Hg, а также Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Mo, B, F, положительными и отрицательными аномальными зонами Cr и Ti [Шатков и др., 1980; Додин и др., 1983].

В зоне рудоподводящего разлома ряд миграционной подвижности представляется в следующем виде: Co → Pb → V → Ti Mn Zn Sr Ba → → Cu Cr Ni Zn Mo → Sn Ag Hg (K, B, F, Cl). Аномальные зоны последней группы элементов прослеживаются даже на 2500—3000 м вверх по разрезу от кровли никеленосных массивов. В результате рассмотрения полученных авторами материалов в совокупности с опубликованными ранее данными по морфологии, внутреннему строению и вещественному составу промышленно-никеленосных массивов норильско-талнахского типа и их первичных ореолов [Годлевский, 1959; Додин, Батуев, 1967; Иванов и др., 1971; Петрология..., 1975; Наторхин и др., 1977; Додин и др., 1982, 1983; Шатков и др., 1980] намечаются следующие особенности рассматриваемой геолого-геохимической модели:

1) значительная (средняя в общем ряду никеленосных массивов) мощность и сложность строения нижнего (обогащенные оливином породы) и приподошвенного (такситовые долериты) горизонтов;

2) присутствие в одной интрузии брекчиевидных оруденелых такситов, плагиоклазсодержащих оливинитов и лерцолитов, меланотроктолитов;

3) совместное существование в прикровельном горизонте эруптивных брекчий, такситовых, пикритовых и троктолитовых долеритов с невыдержанными слоями медно-никелевых руд;

4) минимальные (среди прочих типов никеленосных интрузий) количества оливина и плагиоклаза в габбро-диоритах при наиболее высоких — клинопироксена и рудных минералов;

5) максимальные содержания в оливиновых долеритах рудных и вторичных минералов, минимальные — оливина и клинопироксена в двух разноокрашенных разновидностях — зеленой (хромсодержащий авгит) и бурой;

6) высокое количество магнезиального оливина (менее 30% фаялита) и хромшпинелидов в нижних и верхних пикритовых и троктолитовых долеритах, а также лейкогаббро (две последние группы минералов);

7) минимальное количество плагиоклаза в троктолитовых и пикритовых (также и оливина) долеритах, при наибольших — рудных и вторичных минералов и повышенное (до 1%) содержание калия;

8) при возрастании содержания сульфидов в самом массиве падает количество никеля в оливинах;

9) максимальное содержание в клинопироксенах Cu и минимальное Ni, Co и Mn, а также V (только в хромсодержащих авгитах);

10) достаточно четкое выделение в породах массивов двух ассоциаций малых элементов: Ni, Cu, Co, Hg, Cr и Mn, Ti, V, Zr;

11) высокие средневзвешенные количества в массивах Hg, Cu, S и Cr при низких Ni/Cu и Na/K отношениях; установлена прямая пропорциональная зависимость средневзвешенных содержаний ртути в интрузии от мощности сплошных руд;

12) норильско-талнахский геохимический тип оливиновых долеритов и мафит-ультрамафитов;

13) щелочно-основной, усложненный согласованным поведением магния, двух- и трехвалентного железа тренд в мафит-ультрамафитах и близкий к боуэновскому в средних и верхних горизонтах массивов;

14) значительные мощности под- и надынтрузивного (под- и надрудного) ореолов при высокой роли кремнекислотных щелочных (в первую очередь калиевого ряда) метасоматитов, магнезиальных скарнов, серпентинитов, бор- и фторсодержащих минералов;

15) присутствие в экзоконтактах безникелистых «стерильных» пирит-пирротиновых руд с существенным содержанием редких примесей;

16) наличие зональных высококонтрастных и значительных по размерам первичных, вторичных ореолов и потоков рассеяния элементов-индикаторов (Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Ag, Au и др.) и элементов-спутников (Hg, Cr, I, K, Ti, Mn, V, B, F и др.) медно-никелевого оруденения;

17) сложное полигоризонтное строение первичных ореолов, удаленных от самих массивов и рудных залежей на 2000—2500 м по вертикали, совмещение составляющих ореолов рудных тел и рудоносного интрузива, смена участков разубоживания сложными аномальными геохимическими полями в надфланговых частях рудных тел, оригинальная связь отдельных элементов с породами специфического состава;

18) важная роль в первичных ореолах мощных комплексных аномалий ртути, причем содержание последней на два порядка превышает кларковое;

19) для гипергенных аномальных геохимических полей и потоков характерны устойчивость во времени, превышение их размеров над таковыми рудных залежей, а иногда и никеленосных массивов, значительная удаленность в разрезе (а иногда в плане) от возмущающих объектов, достаточно большой набор аномалиеобразующих элементов при средних и низких уровнях концентрирования.

На основании проведенного авторами комплексного исследования можно говорить о взаимосвязи эндогенных и гипергенных геохимических полей массивов норильско-талнахского типа всех уровней концентрирования: интенсивного — залежей богатых и экзоконтактовых руд, среднего — залежей вкрапленных руд и ореолов рудных тел, низкого и среднего — первичных, вторичных ореолов и потоков. При резком уменьшении уровней накопления главных элементов-индикаторов (Cu, Ni и Co) соотношение между ними в различных типах геохимических полей в целом выдерживается. Процесс формирования этого комплекса сложных геохимических полей трактуется нами с позиций многоступенчатой ликвации и кристаллогравитационной дифференциации в камерах интрузивных массивов при высоком температурном градиенте и борно-фторидном профиле мантийных флюидов, а также существенной роли внутрирудного в крупных рудных залежах, последующего диффузионного и инфильтрационного метасоматоза на базе флюидного массопереноса. Установленная зональность эндогенных геохимических полей (ЭГП) в принципе отвечает ряду подвижности, рассчитанному А. А. Маракушевым [1976] для водно-сероводородных растворов. По-видимому, именно сероводородный тип гидротермальных растворов обусловил высокую миграционную способность хрома и формирование ими комплексных аномалий в четвертом, максимально удаленном от ИМ надрудном подгоризонте [Додин и др., 1983]. Достаточно закономерное распределение рудных элементов в ОР (подрудный горизонт и второй надрудный подгоризонт) говорит о диффузионной природе, а весьма неравномерное и незакономерное — в остальных частях первичного ореола (ореол интрузива) свидетельствует об инфильтрационном механизме их образования. Вероятно, миграция по мантийным разломам типа Норильско-Хараелахского и Имангдинско-Летнинского мантийных флюидов и растворов, активно меняющих свой состав при прохождении через интрузивные массивы, рудные залежи и ореол рассеяния, экзоконтактовые околорудные и околоинтрузивные зоны, определяет механизм ореолообразования.

В формировании рассмотренных ЭГП намечаются следующие этапы: а) доинтрузивный и дорудный, б) начальный интрузивный и дорудный, в) главный интрузивный и рудный, г) конечный интрузивный и внутрирудный, д) послеинтрузивный и конечный рудный. Первый этап является собственно магматическим, с ним, вероятно, связана проходящая под влиянием водородных борно-фторидных флюидов ликвация на два расплава существенно ультрамафитового и мафитового состава с отделением самостоятельной существенно сульфидной жидкости. Поступление на втором этапе расслоенной мафит-ультрамафитовой магмы, пересыщенной серой и халькофильными элементами, приводит в конечном счете к формированию массивов пикрит-габбро-диоритового (норильско-талнахского) типа. Третий тип, по-видимому, характеризуется внедрением сульфидной жидкости в придонные части интрузивной камеры и прохождением лик-

вационных процессов внутри последней; все это обусловливает формирование вкрапленных и сплошных пирротиновых руд, возникновение ритмической расслоенности. С четвертым этапом, по нашему мнению, связана кристаллогравитационная дифференциация в камере и внутрирудный щелочной метасоматоз с формированием сложнопостроенных зональных сульфидных залежей (пирротиновая, халькопирит-талнахитовая и кубанитовая зоны). На конечном этапе, очевидно, завершается образование метасоматических и геохимических ореолов, а также становление более поздних рудных формаций — медистых метасоматитов, полиметаллической и сурьмяно-мышьяковой. Последние связаны с медно-никелевой субформацией единством магматического очага, но оторваны от нее во времени.

ЭГП двух других медно-никелевых субформаций (кобальт-медно-никелевой и медь-кобальт-никелевой) характеризуются большей однородностью (см. рис. 1), меньшей мощностью (в 1—3 раза превышающей интрузивный массив и рудную залежь), средними и низкими уровнями концентрирования элементов-индикаторов и высокими и средними — элементов-спутников, незначительным проявлением зоны выщелачивания (некоторое понижение содержаний никеля, повышение — цинка и свинца и чередование зон привноса и выноса кобальта и меди). Зональность ЭГП имеет вид Co Cu Zn → Cr Ti → V Zr → Pb Co → Ag, Cr, Mn, Ba. Частная характеристика аномальных геохимических полей, связанных с никеленосными массивами курейского (кобальт-медно-никелевая субформация) и слабоникеленосными мороиговского (медь-кобальт-никелевая субформация) типов, приведена ранее [Додина, 1985]. Ведущими чертами геолого-геохимических моделей этих субформаций являются:

1) достаточно однородное строение нижнего и приподошвенного (в мороиговском типе такситовые долериты практически отсутствуют) горизонтов интрузивного массива;

2) средние в общем ряду дифференцированных интрузий содержания породообразующих и рудных минералов во всех горизонтах интрузивного массива; только в троктолитовых долеритах курейского типа отмечается кварц, а такситовый горизонт характеризуется повышенным количеством оливина и пироксенов; плагиоклазы всех горизонтов массивов медь-кобальт-никелевой субформации отличаются от своих аналогов в других телах большей основностью и значительно меньшим содержанием ортоклазовой молекулы; обратная в целом картина свойственна интрузиям курейского типа;

3) более высокое по сравнению с норильско-талнахским содержание никеля в оливинах одноименных пород мороиговского типа;

4) минимальные (3—7%) колебания железистости клинопироксенов для ИМ мороиговского и промежуточные (10—17%) — курейского типов; для хромсодержащего авгита и оливина первого типа характерно минимальное количество хрома, хромит отсутствует;

5) нередко закономерное по всему разрезу интрузивного массива распределение сульфидной вкрапленности;

6) присутствие во вкрапленном оруденении интрузивного массива курейского типа оригинальной ассоциации: высококобальтовый пентландит + сперрилит + сурьмянистый паоловит с Sn, Sb, Bi, Te;

7) повышенное содержание кобальта для породообразующих и рудных минералов;

8) высокое (до 100%) содержание силикатного никеля в общем количестве никеля пород и руд;

9) переход элементов из нерудной ассоциации в рудную при четком отделении в породах курейского типа фемафильной ассоциации от кремнезем-алюминиевой;

10) средние (в общем ряду никеленосных массивов) содержания хрома в породах курейского и низкие до очень низких в мороиговском типе ИМ при высоких и средних Ni/Cu и Na/K отношениях;

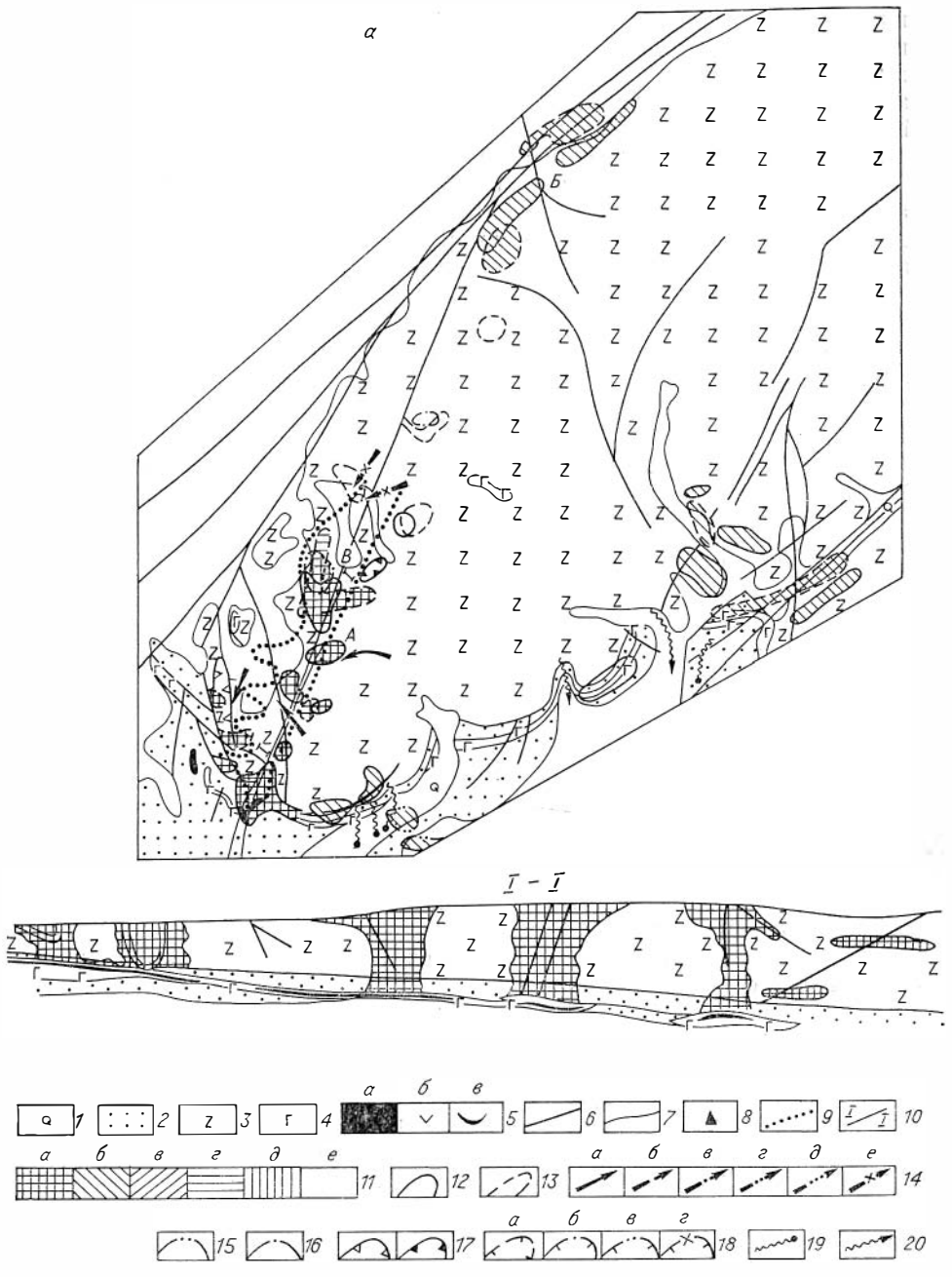
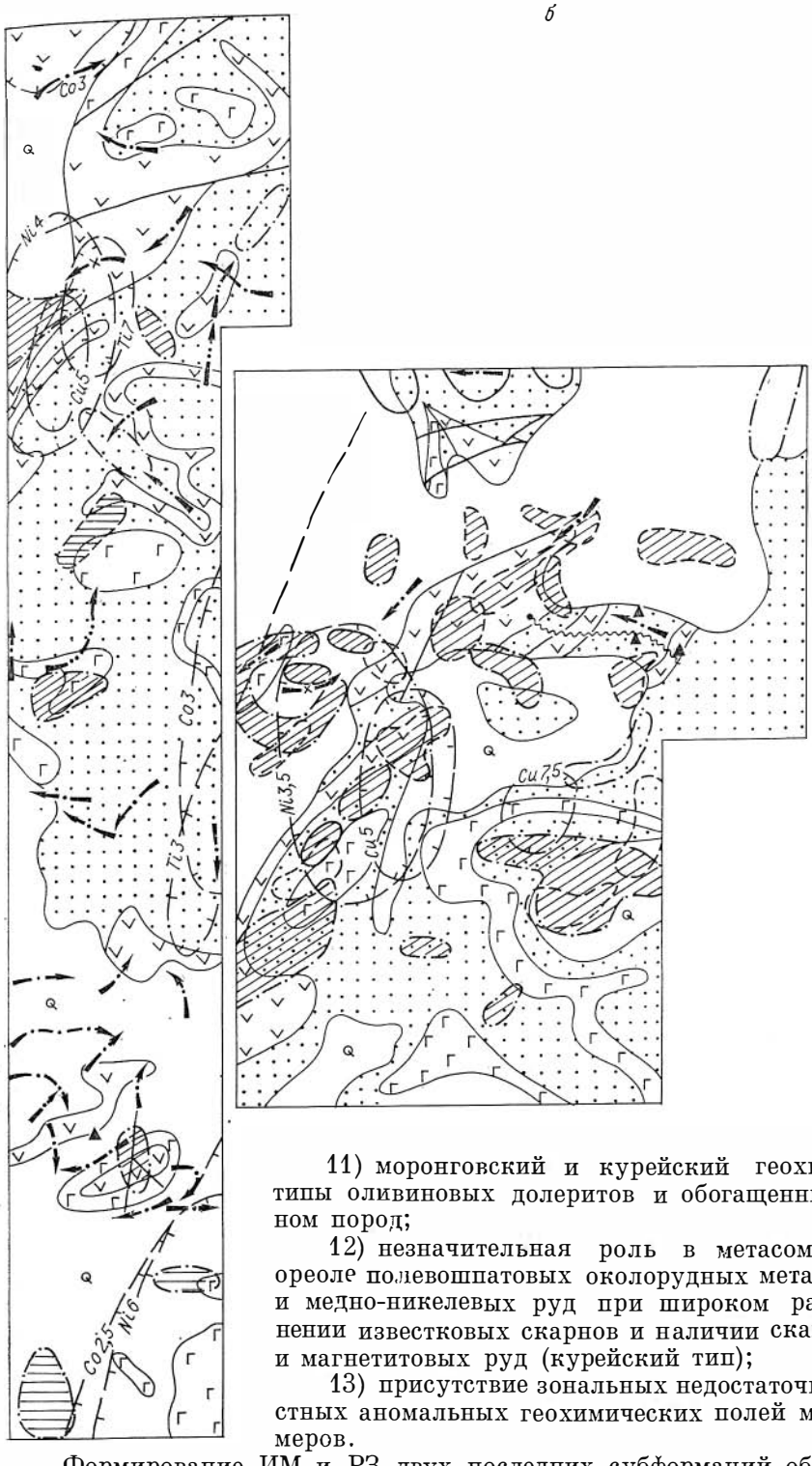


Рис. 2. Прогнозные геохимические карты промышленно-никеленосного (*а*) и никеленосного (*б*) рудных районов.

1 — верхнечетвертичные и современные отложения; *2* — осадочные породы; *3* — вулканиты; *4*, *5* — недифференцированные (*4*), дифференцированные (*5а* — норильско-талнахского и *5б* — курейского типов) и слабодифференцированные (*5в*) интрузии; *6* — тектонические нарушения; *7* — геологические границы; *8* — медно-никелевые рудопроявления; *9* — площадь распространения ветвей Верхней Талнахской интрузии; *10* — геолого-геохимический разрез по линии I—I; *11* — эндогенные аномальные геохимические поля концентрирования, интерпретируемые как: *а* — промышленно-никеленосные (явные и предполагаемые), *б* — предполагаемые никеленосные и слабоникеленосные, *в* — никеленосные курейского типа (явные и предполагаемые), *г* — никеленосные интрузивные, *д* — породные, *е* — неясного генезиса; *12*, *13* — контуры аномальных геохимических полей: *12* — в коренных породах (ЗГП), *13* — в рыхлых отложениях (ГГП); *14* — потоки концентрирования в данных осадках (*а* — *е* — аналогично *11*); *15*, *16* — аномальные ГГП в торфах и растениях (*15*) и природных водах (*16*); *17* — поля исключительности третьего порядка: *а* — по гидрогеохимическим данным, *б* — в коренных породах; *18* — минимальные и максимальные концентры тренд-поверхностей содержаний металлов в рыхлых отложениях (*а*), донных осадках (*б*), биогеохимических (*в*) и гидрогеохимических (*г*) пробах; *19*, *20* — потоки халькопирита (*19*) и хромсодержащего авгита (*20*) в шлихах.



11) мороиговский и курейский геохимические типы оливиновых долеритов и обогащенных оливином пород;

12) незначительная роль в метасоматическом ореоле полевошпатовых околорудных метасоматитов и медно-никелевых руд при широком распространении известковых скарнов и наличии скаполититов и магнетитовых руд (курейский тип);

13) присутствие зональных недостаточно контрастных аномальных геохимических полей малых размеров.

Формирование ИМ и РЗ двух последних субформаций объясняется нами кристаллогравитационной дифференциацией и камерной ликвацией при низком и среднем температурных градиентах и ведущей роли хлоридных флюидов. Миграция последних приводила к возникновению ореольных составляющих геохимического поля.

Основы оценки перспектив никеленосности рудных районов на модельных геохимических принципах. Предлагаемые модели медно-никеле-

вых месторождений и рудопроявлений как сложно построенных эндогенных геохимических полей дополняют существующие представления о геохимии и генезисе рассматриваемых образований, а также существенно расширяют наши возможности при прогнозе и поисках новых рудных объектов. Рассмотрим для примера два района: промышленно-никеленосный и никеленосный (рис. 2).

Первый из них охватывает крупную мульдообразную структуру, пересеченную серией глубинных (в том числе и мантийных) разломов северо-восточного, субмеридионального и субширотного простирания. Рудный район сложен сульфатно-терригенно-карбонатными, галогенными, терригенными и угленосными отложениями палеозоя и вулканитами серии магматических (траповых) и трахибазальтовых комплексов пермо-триаса общей мощностью ~10000 м. Стратифицированные образования прорваны интрузиями трахидолеритов, оливиновых и оливинсодержащих долеритов, а также массивами промышленно-никеленосного и слабо никеленосного типов, с которыми связаны месторождения кобальт-никель-медной (первый тип) и рудопроявления медь-кобальт-никелевой субформаций. Продольная геохимическая зональность территории дает основание разделить ее на пять участков, среди которых максимально насыщенными аномальными ЭГП, а следовательно, и наиболее перспективными в отношении медно-никелевого оруденения являются зоны глубинных разломов. Рассмотрение поперечной геохимической зональности вдоль зоны основного рудоподводящего разлома дает возможность выделить два рудных узла (*А* и *Б* на рис. 2, *а*) и серию перспективных площадей. Анализ установленных аномальных ЭГП позволяет наметить среди них промышленно-никеленосные (явные и предполагаемые), никеленосные, слабо никеленосные и неясного генезиса. Первые из них трактуются нами как отражение глубокозалегающих известных и предполагаемой (*В* на рис. 2, *а*) ветвей промышленно-никеленосного массива. По составу (ассоциациям и отношениям элементов-индикаторов и элементов-спутников медно-никелевого оруденения), контрастности, зональности аномальных ЭГП последняя полностью аналогична южным изученным ветвям массива и требует постановки детальных поисковых работ с бурением скважин глубиной до 3000 м. Никеленосные и слабо никеленосные аномальные ЭГП устанавливаются в пределах перспективных площадей на юго-востоке и севере рудного района, где предлагается выполнять геолого-геохимические работы по методике, рассмотренной нами ранее [Додин и др., 1982], и бурить скважины глубиной до 1,5—2 км.

Никеленосный район (см. рис. 2, *б*) располагается в центральной части крупной структуры (зоны поднятий и впадин), пересеченной мантийными разломами северо-восточного простирания.

В геологическом строении района принимают участие средне- и верхнепалеозойские терригенно-карбонатные породы мощностью более 2000 м, прорванные пластовыми и пологосекущими телами долеритов разного состава, среди которых устанавливаются и никеленосные дифференцированные курейского типа. Исследование выявленных при геолого-геохимических работах аномальных слабого концентрирования геохимических полей элементов-индикаторов и элементов-спутников медно-никелевого оруденения позволило выделить никеленосные, аналогичные рассмотренной выше модели, а также неникеленосные интрузивные и неясного генезиса поля. Аномальные никеленосные поля представлены в основном Ni, Cu, Mn, Zn, Zr, Pb и редко Cr; высококонтрастные геохимические поля даже при наличии эродированных объектов отсутствуют. Изучение закономерностей размещения аномальных полей позволяет считать более перспективной северную часть района, где прогнозируются глубокозалегающие рудно-магматические очаги, продуцирующие все массивы курейского типа этой зоны. Именно здесь выявлены контрастные гидро- и литогеохимические аномалии, которые не связаны с известными объектами и нуждаются в дальнейшей детализации. Крайне важным представ-

ляется и тот факт, что руды одной из интрузий этого участка содержат указанную выше ассоциацию высококобальтовых минералов, возможно свидетельствующих об особой металлогенической специализации территории.

ЛИТЕРАТУРА

Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района.— М.: Госгеолиздат, 1959.— 68 с.

Додин Д. А., Батуев Б. Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.— Л., 1971.— С. 31—101.

Додин Д. А., Садиков М. А., Шатков В. А. Геохимические критерии поисков сульфидных медно-никелевых месторождений.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1982.— 301 с.

Додин Д. А., Шатков В. А., Додина Т. С. и др. Геохимические поиски медно-никелевых месторождений по первичным ореолам // Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 151—157.

Додина Т. С. Оценка никеленосности северо-запада Сибирской платформы на основе анализа эндогенных геохимических полей // Рудно-магматические комплексы северо-запада Сибирской платформы и Таймыра.— Л.: Севморгеология, 1985.— С. 64—78.

Иванов М. К., Иванова Т. К., Тарасов А. В., Шатков В. А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного узла // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971.— С. 197—304.

Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. Петрология талнахских интрузий.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977.— 236 с.

Маракушев А. А. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения // Геология рудн. месторождений.— 1976.— № 6.— С. 3—17.

Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии // Золотухин В. В., Рябов В. В., Васильев Ю. Р., Шатков В. А.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 432 с.

Таусон Л. В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— С. 5—13.

Шатков В. А., Додин Д. А., Сидоров И. И., Богуславский С. П. Основные закономерности строения первичного ореола медно-никелевого месторождения норильско-талнахского типа // Докл. АН СССР.— 1980.— Т. 250, № 2.— С. 441—444.

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. Т. Покалов

МОДЕЛЬ ПЛУТОНОГЕННЫХ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные концентрации молибдена сосредоточены в плутоногенных месторождениях трех рудных формаций — медно-молибденовой, собственно молибденовой и вольфрам-молибденовой, которые генетически связаны соответственно с плутонами пестрого состава эпигеосинклинальной орогении складчатых областей, умеренно кислыми гранитоидами эпиплатформенной орогении и лейкократовыми гранитами субсеквентного развития складчатых областей и эпиплатформенной орогении. Источник молибдена — гибридные и кислые магмы повышенной щелочности, являющиеся либо результатом смешения мантийных и сиалических выплавок, либо преимущественно выплавками сиалической коры [Покалов, 1984а].

Несмотря на определенные различия в рудопродуцирующем магматизме и вещественном составе руд, молибденовые месторождения названных формаций имеют общие черты: гипабиссальную глубину формирования месторождений и ответственных за их образование плутонов, зависимость масштабов и концентраций оруденения от размеров и морфологии рудопродуцирующих плутонов, многофазное становление рудоносных интрузивов при наибольшей обогащенности кремнеземом и щелочными металлами поздних интрузивных фаз, отсутствие изначальной обогащенности гранитоидных магм молибденом, широкое развитие предрудных щелочных метасоматических изменений материнских гранитоидов, связь месторождений преимущественно с апикальными частями интрузивов, сопряженность во времени и пространстве процессов рудоотложения и дайкообразования, невыдержанность объемных соотношений метасоматоза и рудоотложения, стадийный характер рудоотложения.

Опыт поисков и разведки молибденовых месторождений показывает, что преобладает оруденение, расположенное в экзо- и эндоконтактовых зонах апикальных частей плутонов. При этом эмпирически установлено, что строение кровли плутона выступает в качестве фактора концентрации оруденения. Наиболее крупное и концентрированное оруденение наблюдается в ассоциации с апикальными частями крупных плутонов, характеризующихся простой куполообразной верхней поверхностью. Оруденение малоконцентрированное и небольших масштабов связано с плутонами небольших размеров (площадь горизонтального сечения до нескольких квадратных километров), а также с плутонами хотя и крупными, но имеющими уплощенную верхнюю поверхность, осложненную большим количеством мелких куполов. В последнем случае наблюдаются многочисленные, но незначительные рудопроявления — следствие отсутствия хорошо проявленного фактора концентрации оруденения.

Такое преимущественное расположение оруденения естественно объяснить обогащением подкровельного пространства магматических камер рудоносными флюидами и растворами, которые затем переносили и откладывали рудные компоненты. Вместе с тем нередко встречаются месторождения, не обнаруживающие такой видимой тесной пространственной связи с апикальными частями интрузивов. Они также тяготеют к плутонам рудоносных комплексов, но расположены в далеком экзоконтакте интрузивов, относительно глубоко эродированных и обнаженных на больших площадях. Такая позиция оруденения, на первый взгляд, как будто противоречит ранее высказанному представлению о причинной связи месторождений с куполообразными выступами плутонов [Покалов, 1984б; Покалов, Румянцев, 1983] и поэтому требует специального рассмотрения.

Вторая особенность гидротермальных плутоногенных месторождений, которую нельзя не учитывать при построении их генетической модели,— происхождение воды в рудоотлагающих растворах. Изучение изотопного состава кислорода, водорода и углерода на многих медно-порфировых, молибденовых, вольфрамовых и других месторождениях показывает, что ранние высокотемпературные, а также среднетемпературные растворы имеют магматический или преимущественно магматической источник, может быть, с небольшой примесью метеорной воды; поздние низкотемпературные растворы, с которыми связано отложение сульфидов и карбонатов,— метеорные. Эта особенность должна учитываться при построении моделей рудно-магматических систем.

Последовательность событий при формировании рудно-магматических систем. Опыт изучения рудных месторождений показывает, что основными этапами формирования рудно-магматических систем являются: 1) образование и интрудирование магматического расплава, плавление и магматическое замещение вмещающих пород; 2) ороговикование, базификация и фельдшпатизация пород экзоконтакта при взаимодействии магматического расплава с вмещающими породами в условиях открытой системы; 3) образование кристаллической корки в верхней части магмати-

ческой камеры, дифференциация магматического расплава, «дополнительные» интрузии расплава в затвердевшую часть интрузива из его более глубоких частей; 4) затухание активности магматического очага, постепенное ослабление глубинного подтока тепловой энергии, продвижение фронта кристаллизации внутрь магматической камеры с образованием очагов остаточных расплавов и постмагматических растворов, находящихся под избыточным (относительно литостатической нагрузки) давлением; 5) выделение избытка (против котектического состава магм) щелочных металлов и кремнезема (дорудные калишпатизация, альбитизация, окварцевание); 6) формирование даек и рудно-кварцевой минерализации в результате вскрытия очагов остаточных расплавов и постмагматических растворов; стадийная стандартная последовательность в развитии гидротермального процесса — от наиболее ранних высокотемпературных кислородных, бор- и фторсодержащих соединений к сульфидному и карбонатному минералообразованию на поздних стадиях.

Следует подчеркнуть, что образование кристаллической корки в магматических очагах приводит к относительной изоляции магматического расплава от трещиноватых вмещающих пород и его более медленной кристаллизации. Это, по-видимому, создает условия для его глубокой дифференциации, формирования рудоносных флюидов и гидротермальных растворов с экстракцией из расплава рудных компонентов и затем их накоплением в подсводовых частях магматических камер, на границе расплава и кристаллической корки. При этом в камере растет давление и нередко достигает уровней, превышающих литостатическое, что наряду с тектоническими нарушениями приводит к вскрытию очагов и движению рудоносных растворов к местам рудоотложения.

Высокотемпературная минерализация и роль газов. Развитие эксплозивных образований при внедрении даек и контроль ими рудной минерализации свидетельствуют о большой роли газов в формировании рудно-магматических систем. Изучение фумарол [Coradossi, 1980] и состава газовой фазы расплавных включений в магматических минералах выявило значительное разнообразие летучих эндогенного происхождения: H_2O, HCl, HF, H_2S, SO_2, CO_2, NH_3, CO, CH_4, H_2, N_2, Ar, He.

Среди твердых продуктов фумарольной деятельности (сублиматов) ведущая роль принадлежит хлоридам и сульфатам Na, K, Ca, Mg, Al, Fe, окислам Si и Fe, хлориду аммония и S. Устанавливается четкая зависимость состава сублиматов от температуры и состава их газовой фазы. В сублиматах наиболее часто встречаются следующие элементы-примеси: F, Br, B, P, As, Zn, Cu, Pb, Mn, Sn, которые нередко образуют самостоятельные минеральные фазы. Реже встречаются Li, Be, Ag, Ni, Co, V, Mo, Ga, Ge, Ti, Zn, Cr, Sb, Cd, Ba, Se, Te. Как правило, набор элементов-примесей сублиматов определяется химическим составом лав, излияние которых сопровождала фумарольная деятельность [Coradossi, 1980].

Это со всей очевидностью подтверждает ранее неоднократно подчеркивавшуюся автором [Покалов, 1970, 1984б] зависимость вещественного состава руд молибденовых, молибденсодержащих, а также других месторождений от химического состава рудопродуцирующей магмы. Все сказанное, безусловно, позволяет рассматривать летучие в качестве экстрагентов рудных элементов из магмы и их переносчиков. На это же указывает присутствие первичных и вторичных газово-жидких включений с рудными минералами в породообразующем кварце гранитов [Рейф, Бажеев, 1982].

Отделение (дегазация) летучих компонентов происходит по всему объему магматической камеры, причиной чего, по-видимому, являются меняющееся градиентное термобарическое поле и все увеличивающееся насыщение расплава летучими по мере его раскристаллизации и увеличения в нем минеральной фазы. Движение летучих происходит под влиянием барического градиента путем миграции из областей высокого в области низкого давления — из глубоких частей магматической камеры они

поднимаются вверх, из мест первоочередной кристаллизации (образование кристаллической корки в апикальных и других краевых частях магматической камеры) оттесняются в приграничные с ними слои магматического расплава. Миграции летучих в большой мере способствует нарушение фазового равновесия при интрудировании магматических расплавов в зоны с пониженным давлением. Обычная для рудных месторождений перемежаемость во времени стадий рудной минерализации и внедрения даек — весьма веское этому доказательство.

Из физики известно, что выпуклые и конусообразные части тел являются участками максимальной теплоотдачи. Это же показали расчеты А. А. Кадика и Е. П. Ступакова [1970], выполненные ими применительно к магматическим телам. Поэтому именно в куполообразных апикальных частях магматических камер создавались условия для наиболее быстрой кристаллизации магматического расплава и образования кристаллической корки, трудно проницаемой для летучих и, следовательно, для их накопления под ней.

Таким образом, рудоносные флюиды обособлялись и какапливались под куполами не полностью закристаллизовавшихся плутонов на границе раздела кристаллической корки и кристаллизующейся магматической массы. Последовательным зарождением, вскрытием и ликвидацией очагов сосуществующих флюидов и расплавов по мере продвижения фронта кристаллизации в глубь остывающего интрузивного тела вполне удовлетворительно и непротиворечиво объясняются стадийность плутоногенного рудно-кварцевого минералообразования, телескопирование минерализации разных стадий и отсутствие следов рудоносных очагов (рис. 1).

Причиной движения флюидов и высокотемпературных гидротерм является сочетание развития трещин, вскрывающих остаточные очаги, и высокого давления, развивающегося в этих очагах до их вскрытия, вследствие концентрации летучих в расплаве. Часто давление в остаточных очагах начинает превышать литостатическое и тогда это приводит к эксплозии — образованию брекчиевых трубок, зон, линз, служащих хорошими путями движения флюидов и гидротермальных растворов и отложения в них рудных минералов.

Такому механизму формирования оруденения отвечают растворы, отлагающие высокотемпературную (300—450°С) минерализацию — это продуктивные стадии месторождений молибдена, олова, вольфрама, бериллия. Изотопный состав кислорода и водорода определенно свидетельствует о том, что эти растворы имеют магматическое происхождение [Hall et al., 1974]. Газово-жидкие включения в жильных минералах указывают на щелочно-галоидный состав этих растворов (Cl—Na и F—Cl—K—Na) с переменным, но повсеместным содержанием гидросиликатионов. С. Д. Малинин и Н. И. Хитаров [1984] считают, что для подавляющей части металлов их переход в раствор определяется наличием в системе Cl^-, при этом формами нахождения металлов во флюиде являются хлориды или гидрооксихлориды. Способствуют переходу металлов во флюид более высокое содержание Cl^- во флюиде и более высокая кислотность флюида. В то же время отделение молибдена не зависит от содержания хлора в магмах и ассоциирующих с ними водных фазах [Candela, Holland, 1984]. Экспериментальные исследования выявили повышенную растворимость молибдена в водных щелочно-кремнистых растворах [Isuk, Carman, 1981]. Вероятно, молибден экстрагируется и переносится водными растворами щелочного состава в виде молибдатных форм. Как показывают экспериментальные работы [Tingle, Fenn, 1984], отделение молибдена от магматического расплава происходит вместе с выделением паровой фазы без прямого влияния на этот процесс F и S, а его осаждение — при участии реакционноспособной серы, что полностью согласуется с геологическими наблюдениями.

Средне- и низкотемпературная минерализация и участие метеорной воды. В растворах средне- (220—200°С) и низкотемпературных (220—

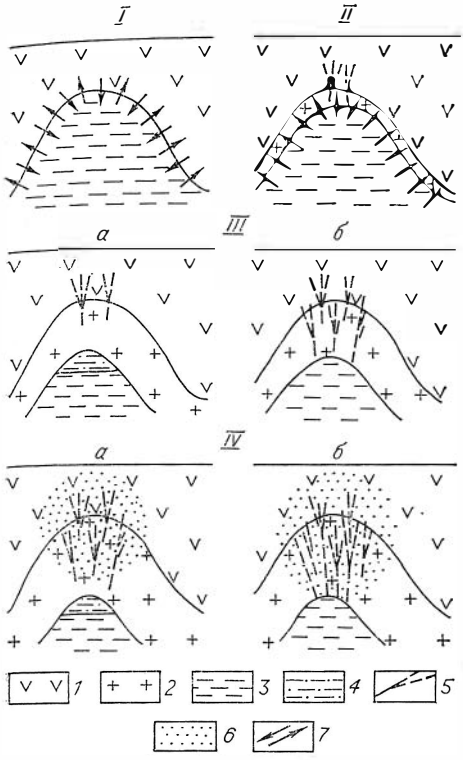


Рис. 1. Схема образования и функционирования рудно-магматической системы в апикальной части гранитного плутона.

I — открытая система (ороговикование, базификация, фельдшпатизация); *II* — предрудная стадия закрытой системы (калишпатизация, альбитизация, окварцевание); *III, IV* — первая (*III*) и вторая (*IV*) рудные стадии: *а* — образование рудоносного очага, *б* — вскрытие очага и развитие оруденения и даек порфировых пород. *1* — вмещающие породы; *2* — магматический очаг; *3* — кристаллическая корка; *4* — флюид; *5* — дайки порфировых пород; *6* — жильно-штокверковое оруденение; *7* — направления движения химических элементов при взаимодействии магматического расплава с вмещающими породами.

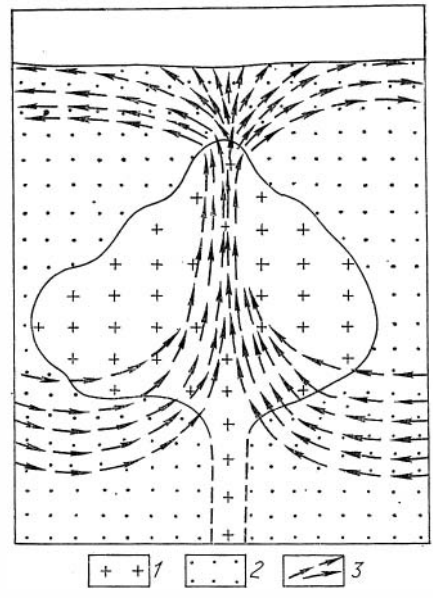


Рис. 2. Приток метеорной воды из окружающих пород в нижние части остывающего плутона.

1 — остывающий плутон; *2* — вмещающие породы; *3* — направление движения поровых растворов.

150°С) преобладающую роль играет углекислота и появляется гидрокарбонат-ион [Покалов и др., 1979; Дорошенко, Павлунь, 1983]. Изотопный состав кислорода, водорода, углерода в средне- и низкотемпературной минерализации свидетельствует о преимущественно метеорном происхождении воды в растворах, отлагавших эту минерализацию. Вместе с тем изотопный состав серы в сульфидах свидетельствует об ее магматическом происхождении [So Chil-Sur et al., 1983].

Очевидно, механизм формирования оруденения с участием метеорной воды будет иным, чем оруденения, связанного с высокотемпературными магматическими растворами. Его можно представить следующим образом. Развитие зон повышенной трещиноватости вокруг и внутри интрузива, согласно законам гидродинамики, приводит к притоку в них поровых растворов и их движению вдоль зон трещиноватости. На основании моделирования Д. Нортон и М. М. Кэтлс [1982] пришли к заключению, что поровые растворы будут двигаться к интрузиву и входить в него в его нижней части (рис. 2). При этом они будут двигаться вверх по трещинам и нагреваться в соответствии с режимом температурного поля. Нагретые растворы резко агрессивны по отношению к гранитам и вмещающим их породам и мобилизуют содержащиеся в них металлы. По некоторым расчетам предполагается, что мобилизация металлов из нетрещиноватых гранитов составляет 20%, а из сильно трещиноватых — 60% [Золотарев, 1983]. Рудоотложение происходит как в интрузиве, так и за его пределами. Вероятно, таким образом формируются свинцово-цинковое, урановое и другие средне- и низкотемпературные оруденения.

Причина и место рудоотложения. Причиной рудоотложения становится неустойчивость тех или иных соединений в растворе, наступающая в связи с его движением в термоградиентном поле, т. е. понижение температуры растворов, их взаимодействие с окружающими породами, замедление движения вследствие более медленной фильтрации в малопроницаемой среде, падения давления при переходе из менее нарушенных зон в более нарушенные, изменение pH и Eh растворов, заполнение полостей трещин и др. Следовательно, строение теплового поля, обусловленного остывающим плутоном, в сочетании с особенностями физических и химических свойств пород и их трещиноватостью определяет в качестве главного фактора характер размещения оруденения.

Оруденение формируется на фоне неоднородного теплового поля, температура которого постепенно понижается, о чем можно судить по характеру процессов, развивающихся на магматической и послемагматической стадиях функционирования рудно-магматической системы. При этом снижение температур теплового поля можно представить как опускание изотерм. Поскольку причиной отложения полезного компонента в большинстве случаев является падение температуры, то в тепловом поле должна существовать критическая изотерма, где скорость отложения полезного компонента равна скорости его растворения. Вне этой изотермы, в сторону уменьшения температуры, происходит отложение и накопление полезного компонента. Скорость опускания такой изотермы меньше скорости фильтрующихся рудоносных растворов, поэтому около нее происходит накопление рудного компонента с постепенным опусканием зоны накопления. Для различных рудных компонентов критические изотермы будут разными, вследствие чего и возникает температурная рудная зональность.

Однако, поскольку тепловое поле динамично, полной пространственной разобщенности рудных компонентов обычно не наблюдается, большей частью меняется лишь их соотношение в пространстве. Это хорошо иллюстрируется монотонно меняющимися сверху вниз и с флангов к центру отношениями Cu : Mo и W : Mo в практически однородных породах экзо- и эндоконтактовых зон медно-молибденовых и вольфрам-молибденовых штокверковых месторождений (Каджаранское, Коктенкольское, Верхние Кайракты).

Следовательно, протяженность оруденения в пространстве, его зональность и морфология — в определенной мере следствие взаимоотношения неоднородного меняющегося во времени температурного поля с развивающимся на его фоне, также изменяющимся во времени, гидротермальным процессом.

Таким образом, следует признать, что анизотропия термобарического поля является важным фактором, обусловливающим распределение и морфологию оруденения при формировании месторождений. В этом отношении весьма интересной является работа В. Г. Золотарева [1983], который на основе трехмерного моделирования на ЭВМ рассмотрел объемную динамику процессов, сопровождающих становление интрузивных тел. Этот исследователь пришел к выводу, «что морфология изотерм теплового поля зависит от формы исходного интрузива в условиях изотропной вмещающей среды и что в направлении гарполитообразного выступа изотермы высоких температур развиваются во вмещающие породы на значительные расстояния, тогда как со стороны вертикального контакта тела они, наоборот, смещаются внутрь интрузивного тела». Кроме того, он обосновывает мысль, что «сложение вертикальных и горизонтальных тепловых потоков способствовало, по-видимому, горизонтальной ориентировке изотерм в области плоской кровли массива», а «наличие разноориентированных потоков тепла в двух- и трехмерных средах, обусловленных геологическим строением и морфологией гранитного массива, приводит к тому, что в аномальных локальных участках возникают условия стабильных температур, сохраняющиеся в течение длительного периода времени» (рис. 3).

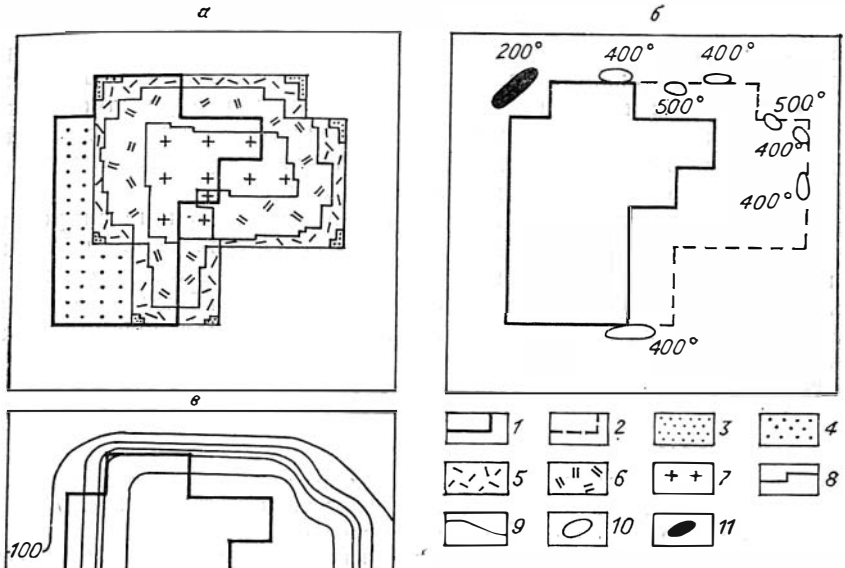


Рис. 3. Вертикальный разрез гранитного плутона, ореолы плавления пород и теплового поля (по В. Г. Золотареву).

а — морфология ореола плавления пород и динамика кристаллизации гранитного массива; *б* — морфология теплового поля; *в* — распределение зон изотермического режима. *1* — контур исходного интрузива; *2* — контур ореола проплавления пород; *3—7* — интервалы кристаллизации: *3* — 0—500 лет, *4* — 500—1000 лет, *5* — 1000—2000 лет, *6* — 2000—5000 лет, *7* — 5000—20000 лет; *8* — граница расплав — порода; *9* — изотермы (500 лет с момента интрузии); *10*, *11* — зоны изотермического режима, существующего в период: *10* — 500—5000 лет, *11* — 5000—20 000 лет.

Такая стабильность температур, по мнению В. Г. Золотарева, обеспечивает высокую концентрацию рудного вещества.

В анизотропной среде условия развития рудного процесса и концентрации рудных компонентов будут еще более сложными. Данные, полученные В. Г. Золотаревым, делают понятной позицию оруденения, находящегося в относительно далеком экзоконтакте плутонов, обнаженных на достаточно большой площади, для которых можно предполагать существенную глубину эрозионного среза. Вероятно, такое оруденение связано с гарполитообразными выступами плутонов. Поскольку от формы интрузива зависит направление кристаллизации расплава в магматической камере, она во многом обусловливает не только характер температурного поля, но и движение рудоносных растворов и размещение оруденения. Поэтому выяснение морфологии интрузива с помощью геофизических методов имеет очень большое значение для прогнозирования оруденения. И даже в случае глубокоэродированного плутона бесперспективность его далеких экзоконтактовых зон не является очевидной, все зависит от строения не вскрытой эрозией части плутона.

Выводы. Высокотемпературное рудообразование на молибденовых месторождениях связано с выделением тепла и летучих магматическим расплавом, и для него наиболее реальным является предположение эманационно-бародиффузионного механизма движения рудоносных флюидов с экстрагированием полезных компонентов (металлов) из магмы.

Более позднее средне- и низкотемпературное рудоотложение, по-видимому, происходило в результате конвективного или близкого к нему движения гидротермальных растворов с вовлечением в него поровых и трещинных вод как из самого интрузива, так и из вмещающих пород и мобилизацией из них металлов.

Причины рудоотложения — понижение температуры растворов при движении в термоградиентном поле, изменение их pH и Eh, падение давления, замедление движения, взаимодействие с окружающими породами. Строение термоградиентного поля плутона во многом определяется морфологией последнего и в сочетании с особенностями физических свойств пород и их трещиноватости обусловливает характер распределения оруденения в интрузиве и в его экзоконтактовых зонах.

В связи с этим актуальными задачами представляются моделирование температурного поля для плутонов различных форм и размеров и практическое изучение морфологии рудоносных интрузивов с составлением их объемных моделей и определением позиций реально наблюдаемого оруденения в их экзо- и эндоконтактовых зонах в целях использования накопленного таким образом опыта для локального рудного прогноза.

ЛИТЕРАТУРА

Дорошенко Ю. П., Павлунь Н. Н. О термобарогеохимических условиях формирования молибден-вольфрамовых месторождений Центрального Казахстана // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 273, № 4.— С. 969—972.

Золотарев В. Г. Динамика объемного становления гранитных массивов и ее значение в рудообразовании // Геохимия.— 1983.— N 7.— С. 945—957.

Кадик А. А., Ступаков Е. П. Моделирование температурных полей около магматических тел значительной радиальной протяженности // Геохимия.— 1970.— № 1.— С. 43—53.

Малинин С. Д., Хитаров Н. И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав — флюид // Геохимия.— 1984.— № 2.— С. 183—196.

Нортон Д., Кэтлс М. М. Термальные аспекты рудоотложения // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.— 481 с.

Покалов В. Т. Опыт классификации эндогенных месторождений молибдена на тектономагматической основе // Сов. геология.— 1970.— № 11.— С. 74—87.

Покалов В. Т. Эндогенные концентрации молибдена в истории развития земной коры континентального типа // 27-й Международный конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984а,— Т. 6.— С. 249—250.

Покалов В. Т. Геологические предпосылки прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых // Принцип прогноза и оценка месторождений полезных ископаемых. 2-е изд.— М.: Недра, 1984б.— С. 13—35.

Покалов В.Т., Болохонцева С. В., Васин В. В. Термобарогеохимические условия формирования и стадийность вольфрам-молибденового месторождения Малый Ойногор // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 1.— С. 252—259.

Покалов В. Т., Румянцев В. Н. Проблема генезиса гидротермальных плутоногенных месторождений // Сов. геология.— 1983.— № 7.— С. 30—38.

Рейф Ф. Г., Бажеев Е. Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 159 с.

Coradossi N. I. Sublimati // Rend. Soc. ital. miner. a petrol.— 1980.— Vol. 36, N 2.— P. 573—584.

Candela P. A., Holland H. D. The partitioning of copper and molybdenum between silicate melts and aqueons fluids // Geochim. et Cosmochim. Acta.— 1984.— Vol. 48, N 2.— P. 373—380.

Isuk E., Carman G. The system $Na_2Si_2O_5$—$K_2Si_2O_5$—MoS_2—H_2O with Implication for Molybdenum Transport in Silicate Melts // Econ. Geol.— 1981.— Vol. 76, N 8.— P. 2222—2235.

Hall W. E., Friedman I., Nash I. T. Fluid inclusion and light stable isotope study of the Climax molibdenum deposits, Colorado // Econ. Geol.— 1974.— Vol. 69, N 6.— P. 884—901.

Tingle T. N., Fenn Ph. M. Transport and concentration of molybdenum in granite molybdenite systems: Effects of fluorine and sulfur // Geology.— 1984.— Vol. 12.— P. 156—158.

So Chil-Suyr, Rye D. M., Shelton K. L. Carbon, hydrogen, oxygen and sulfur isotope and fluid inclusion study of the Weolag tungsten — molybdenum deposit, Republic of Korea: fluid histories of metamorphic and ore-forming events // Econ. Geol.— 1983.— Vol. 78, N 8.— P. 1551—1573.

И. Г. Павлова, М. Л. Сахновский

МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ МОЛИБДЕНОВО-МЕДНЫХ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАК ОСНОВА ИХ ПОИСКОВ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

В последние годы в различных регионах СССР при проведении разномасштабных исследований по поискам и прогнозированию молибденово-медного порфирового оруденения накоплен большой опыт использования геофизических методов (сейсморазведки, гравиразведки, высокоточной магниторазведки, электроразведки ВП и ВЭЗ ВП), а также глубинной литогеохимии на основе бурения с гидровыносом керна. Широкое применение геофизических и геохимических исследований позволило получить качественно новую информацию о глубинном строении рудных узлов и рудных полей, рудоконтролирующих магматических телах, выявить зональность региональных и локальных гидротермально-метасоматических образований и геохимических ореолов.

Анализ этой информации дал возможность ранее построенные модели [Павлова, 1983] дополнить более общими схемами молибденово-медных рудно-магматических систем, отражающими не только геологические особенности этих систем, но и их геофизические и геохимические характеристики.

Медно-порфировые месторождения представляют, как известно, лишь часть более крупных рудообразующих единиц — эндогенных рудных систем, выделяемых под названием рудно-магматических, магматогенно-рудных, магматогенно-гидротермальных. Идея о правомерности выделения медно-порфировых рудно-магматических систем, а также использование их при обсуждении вопросов генезиса оруденения, построении моделей, решении вопросов поисков и прогнозирования месторождений в последние годы широко распространились и отражены в публикациях многих авторов. Если главными признаками рудно-магматических систем, как предлагает Г. М. Власов [1979], считать закономерное пространственное положение в них магматических образований, гидротермально измененных пород, определенный набор рудных формаций, то первый вопрос, который при этом возникает: каким металлогеническим единицам соответствует рудно-магматическая система? Неоднозначность трактовки этого вопроса разными авторами следует из имеющихся публикаций. А. И. Кривцов считает, что в целом медно-порфировые системы по своим масштабам эквивалентны рудным полям.

В моделях рудно-магматических систем, предложенных Р. Силлитоу, Г. М. Власовым и др., отражены таксономические единицы, более крупные, чем рудные поля, отвечающие по масштабу рудным узлам, районам или зонам. В масштабе рудных полей в большинстве случаев проявляются лишь отдельные звенья подобных систем, а вся система представляет собой реконструкцию из совмещения разобщенных вертикальных разрезов по тому или иному району. В качестве примеров подобных реконструкций можно привести модели Г. М. Власова и М. М. Василевского [1964] для Центрально-Камчатской зоны, модель Р. Силлитоу [Sillitoe, 1972] для Высоких Анд Чили.

Для рудно-магматических систем разных уровней, начиная с масштаба рудных тел и кончая структурно-металлогеническими зонами, а иногда и более крупными единицами — провинциями и поясами, можно составить свои частные модели, которые содержат описание элементов таких систем, характеристику связей между ними, установленных эмпирически, а также генетическую интерпретацию этих связей.

Объединение частных моделей в более сложные «многоуровневые» становится возможным благодаря тому, что объекты моделирования низшего уровня составляют элементы частных моделей более высокого уров-

ня. Например, в моделях рудно-магматических систем можно выделить четыре уровня с последовательно возрастающей сложностью систем на каждом следующем уровне: первый уровень соответствует рудным телам, второй — месторождениям и рудным полям; третий — рудным узлам и районам; четвертый — металлогеническим зонам. Рудное тело является при этом элементом модели месторождения или рудного поля, месторождение — элементом модели рудного узла или района, а рудный узел — элементом модели металлогенической зоны и т. д. При моделировании на каждом из уровней устанавливаются связи между перечисленными элементами и другими элементами того же уровня, прежде всего такие, которые отражают характер закономерностей размещения рудных объектов. Так, в приводимой ниже модели рудного узла молибденово-медной порфировой формации охарактеризованы связи оруденения с гранитоидными плутонами, вулканическими породами, зонами региональной пропилитизации. Внутренняя структура месторождений в рамках данной модели при этом не рассматривается, так как она является объектом моделирования на более низком уровне, на котором первостепенное значение приобретает связь рудных тел с порфировыми интрузиями гранитоидов, зонами локальных гидротермально-метасоматических изменений. Такой подход к моделированию рудно-магматических (или в более общем случае магматогенно-гидротермальных) систем позволяет достаточно эффективно использовать модели при решении задач прогнозирования и поисков, в том числе при разработке прогнозно-поисковых комплексов в понимании А. И. Кривцова [Прогнозно-поисковые критерии..., 1983].

В моделях, ориентированных на разработку и совершенствование прогнозно-поисковых комплексов, а также на решение конкретных задач непосредственно при геологической съемке и поисках, необходимы характеристики физических и геохимических полей как собственно рудных объектов, так и рудоконтролирующих геологических тел и структур.

Другим важным условием, обеспечивающим прикладное значение моделей при решении задач прогнозной оценки территорий, является необходимость отражения взаимосвязей моделируемой рудной формации с другими рудными формациями, сменяющими ее по латерали и по вертикали. Как правило, широкое развитие одного типа оруденения, которое находится как бы «в фокусе», свидетельствует об угнетенном и подчиненном развитии и редуцированном проявлении других типов руд, что было отмечено Д. В. Рундквистом [1972]. В связи с этим при моделировании медно-порфировой рудной формации необходимо учитывать существование магматогенно-рудных систем с разной специализацией: в вулканоплутонических поясах с преобладанием вулканитов андезитовой формации — с золото-серебряной, когда верхнее звено системы является главным; медно-молибденовой, когда максимальное развитие в системе получает среднее звено, и молибденовой при главной роли нижнего звена системы; в вулканоплутонических поясах с широким развитием вулканитов базальт-андезитовой формации аналогичные соотношения возможны между системами с преобладающей железорудной специализацией (при максимальном развитии верхнего звена), медной или молибденово-медной (при максимальном развитии среднего звена) и медно-молибденовой (в случае доминирующей роли нижнего звена системы). Пока мы не знаем случаев смены по вертикали в пределах одного рудного поля всех перечисленных типов оруденения. При совмещении в пределах одного рудного узла двух или трех перечисленных типов оруденения один из них доминирует, а остальные проявлены редуцированно. Как правило, в этом случае в расположении оруденения разного типа существует устойчивая зональность, закономерно повторяющаяся в различных рудных узлах.

Таким образом, модель медно-порфировой магматогенно-рудной системы должна отражать, с одной стороны, главные особенности этой рудной формации (точнее — ряда рудных формаций), с другой — ее взаимо-

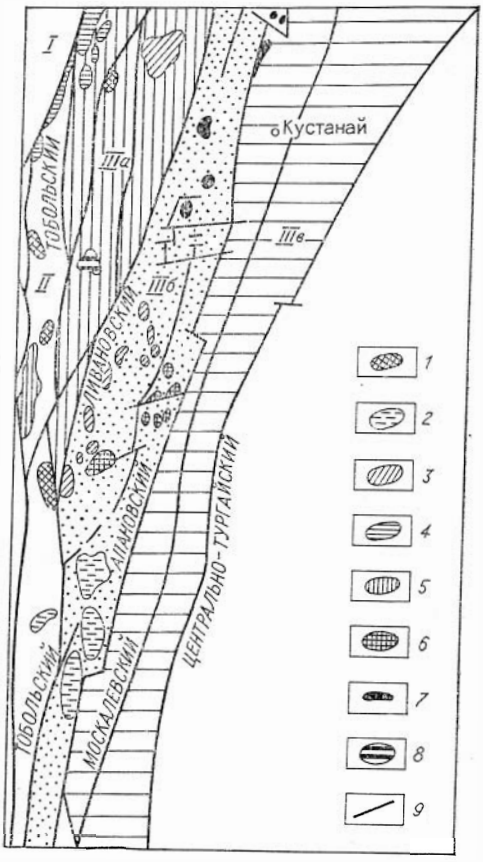


Рис. 1. Схема тектонического районирования западной части Тургайского прогиба, отражающая положение Валерьяновского вулканоплутонического пояса и размещение гранитоидных комплексов разного состава.

1—8 — интрузивные комплексы: *1* — Джабык-Карагайский, *2* — Сулыкольский, *3* — Адаевский, *4* — Кулевчинский, *5* — Милютинский, *6* — Шартумпакский, *7* — Алешинский, *8* — Джанганинский; *9* — разломы. Структуры: I — Восточно-Уральский антиклинорий, II — Зауральское поднятие, Кустанайский синклинорий; IIIа — Денисовско-Александровская антиклинорная зона; IIIб — Валерьяновская синклинорная зона, соответствующая одноименному вулканоплутоническому поясу; IIIв — Боровская антиклинорная зона.

связи с другими рудными формациями, характерными для вулканоплутонических поясов.

В качестве иллюстрации рассмотренных положений ниже приводится описание взаимоотношений между различными типами оруденения в Валерьяновской структурно-металлогенической зоне Тургайского прогиба, представляющей собой пример вулканоплутонического пояса с преобладанием вулканических пород базальт-андезитовой формации, а также модели рудного узла и месторождения молибдено-медной порфировой формации, разработанной авторами совместно с И. А. Ногиновой и Г. Б. Романовским, применительно к решению задач прогнозирования и поисков погребенных медно-порфировых месторождений в пределах этой зоны.

Валерьяновский синклинорий (рис. 1) представляет собой вулканоплутонический пояс, формирование которого началось в раннекаменноугольное время и закончилось в позднем палеозое. В пределах этого пояса преимущественно развиты раннекаменноугольные вулканогенные породы базальт-андезитовой формации.

Интрузивные образования Валерьяновского синклинория по особенностям геологического строения, преобладающему составу пород, петрохимическим характеристикам, структурному положению, возрастным соотношениям с раннекаменноугольными вулканическими породами и позднепалеозойской молассой, рудной специализации отчетливо разделяются на четыре комплекса — алешинский, шартумпакский, адаевский, сулыкольский *. Эти комплексы образуют относительно обособленные ареалы.

Алешинский комплекс — это мелкие тела габброидов, диоритов, реже кварцевых диоритов. Более кислые породы имеют резко подчиненное распространение. Массивы комплекса локализованы в основном в пределах северного ареала, совпадающего с областью максимального проявления раннекаменноугольного вулканизма. Становление массивов этого комплекса завершилось до начала формирования позднепалеозойских молассовых отложений, в которых наблюдаются многочисленные гальки диоритов. С этим комплексом парагенетически связаны интенсивное магнетитовое скарновое оруденение и незначительное по масштабу медное.

Шартумпакский комплекс является возрастным аналогом алешинского. Размеры массивов от мелких до крупных; состав — тоналиты,

* Выделены в 1981 г. М. Л. Сахновским, И. А. Ногиновой, П. А. Литвиным.

кварцевые диориты, диориты и габброиды. Крупные массивы слабо дифференцированы и имеют концентрически-зональное строение. Магнетитовые скарновые месторождения, парагенетически связанные с массивами шартумпакского комплекса, по масштабам уступают месторождениям, ассоциирующим с массивами алешинского комплекса. Характерны скарновые и гидротермальные проявления Cu, Pb и Zn.

Массивы адаевского комплекса сложены преимущественно кварцевыми диоритами и гранодиоритами; подчиненное значение имеют габбродиориты, адамеллитовые граниты и др. Характерны средние и крупные, как правило, концентрически-зональные интрузивы. Отчетливо устанавливается прорывание интрузиями адаевского комплекса позднепалеозойской молассы, на породы которой накладываются околоинтрузивная пропилитизация и скарнирование. Магнетитовые скарновые месторождения по масштабам существенно уступают месторождениям, связанным с алешинским и шартумпакским комплексами. С завершающей фазой адаевского комплекса, представленной малыми интрузиями порфировидных гранитоидов, связано образование молибденово-медных порфировых месторождений и рудопроявлений.

Сулыкольский комплекс является возрастным аналогом адаевского. Массивы, входящие в состав комплекса, сложены преимущественно гранодиоритами, адамеллитовыми гранитами, монцонитами, граносиенитами. Подчиненное распространение имеют кварцевые диориты и габброиды. Характерны крупные и очень крупные (сотни квадратных километров) массивы, иногда отчетливо зональные. Железорудная специализация практически не проявлена. С малыми интрузиями порфировидных гранитоидов завершающей фазы комплекса связаны молибденово-медное и молибденовое оруденения порфирового типа.

При сопоставлении крупных блоков, в пределах которых локализованы перечисленные интрузивные комплексы, обнаруживается зависимость между сокращением мощности вулканических пород, с одной стороны, и увеличением щелочности (за счет возрастания содержания калия) в интрузивных комплексах — с другой, а также увеличение интенсивности проявления молибденово-медного порфирового оруденения при уменьшении роли магнетитового скарнового оруденения. Сулыкольский комплекс, например, локализованный в пределах блока с максимально редуцированным вулканизмом (см. рис. 1), характеризуется наибольшим содержанием щелочей (калия) и титанистостью по сравнению с тремя остальными комплексами: самой большой величиной отношения молибдена и меди в рудопроявлениях, связанных с этим комплексом, и отсутствием железорудной специализации. Следует обратить внимание и на тот факт, что в пределах именно этого блока наблюдается также увеличение щелочности (за счет возрастания содержания калия) и титанистости вулканических пород.

Наряду с рассмотренными зависимостями состава оруденения от особенностей проявления вулканизма и интрузивного магматизма, определяющими смену магматогенно-гидротермальных систем с различной специализацией по латерали, существует и вертикальная зональность оруденения, выражающаяся в том, что оптимальным для проявления магнетитового скарнового оруденения является незначительный уровень эрозионного среза, когда сохраняется большая часть вулканической постройки, что отмечалось многими исследователями, а для медно-молибденового и молибденово-медного — более глубокий эрозионный срез, отвечающий слабой, средней или глубокой степени эродированности плутонов главной фазы рудоносного интрузивного комплекса.

Рассматриваемые ниже модели рудно-магматических систем, соответствующих рудному узлу и месторождению, составлены по результатам обобщения данных по конкретным рудным объектам, известным в пределах Валерьяновского вулканоплутонического пояса.

Модель рудного узла молибденово-медного порфирового типа (рис. 2)

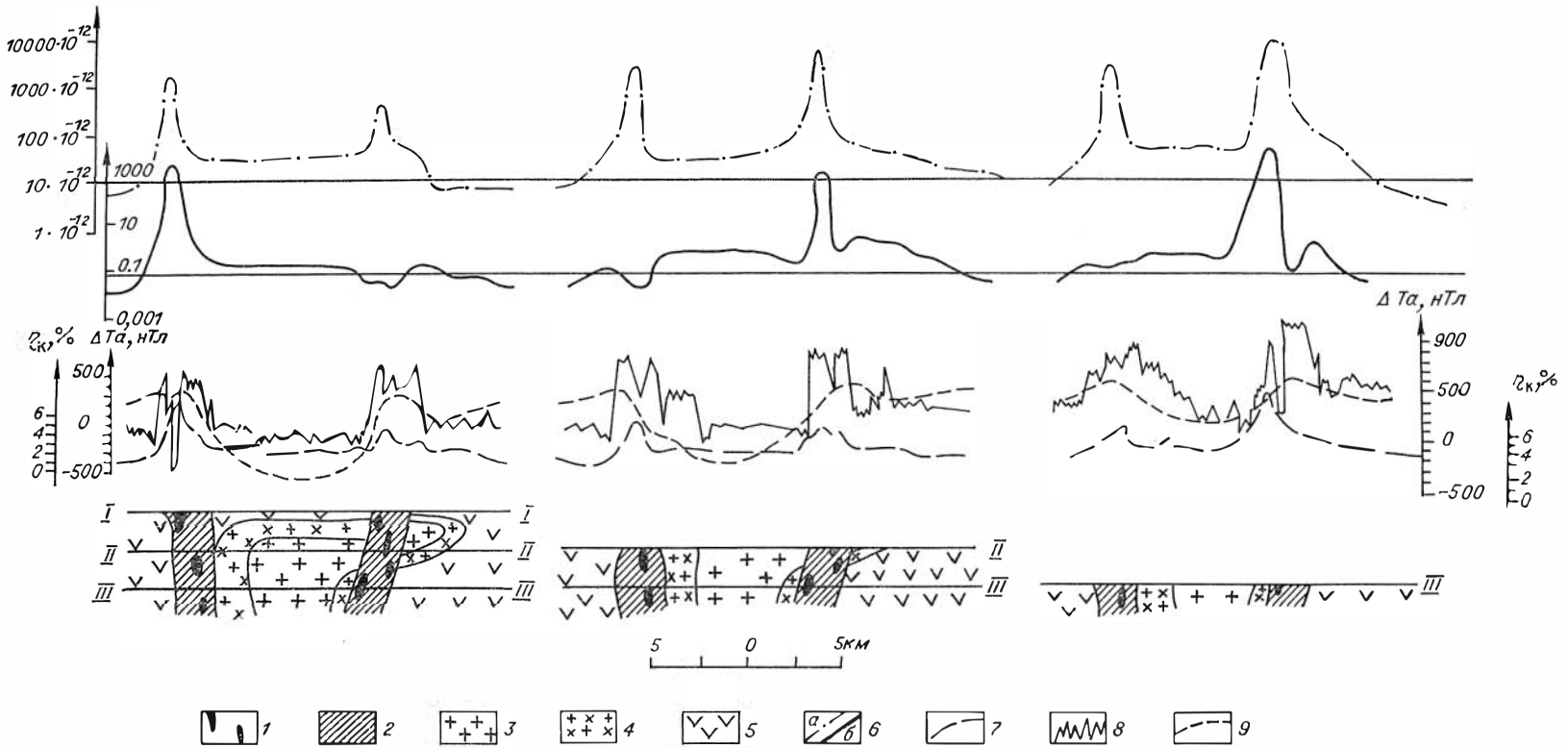


Рис. 2. Модель рудного узла молибденово-медной порфировой формации.

1 — Mo — Cu порфировые месторождения и рудопроявления; *2* — пропилитизированные и слабо пиритизированные породы, реже скарны; *3* — адамеллитовые граниты, граносиениты; *4* — гранодиориты, монцониты, реже кварцевые диориты; *5* — андезит-базальты, андезиты, туфы среднего состава с прослоями карбонатных и терригенных пород; *6* — график значений мультипликативного показателя интенсивности накопления элементов-индикаторов Cu × Mo × Pb × Zn (*а*) и показателя зональности (Cu × Mo)/(Pb × Zn) (*б*) в коренных породах фундамента; *7* — график кажущейся поляризуемости ($\eta_к$); *8* — график значений магнитного поля (ΔTa); *9* — график значений поля силы тяжести.

отражает следующие генетические представления о соотношении молибденово-медного порфирового оруденения с гранитоидными плутонами.

1. Молибденово-медные месторождения и проявления локализуются в региональных зонах пропилитов, облекающих гранитодные плутоны и (реже) занимающих секущее положение по отношению к этим плутонам. Эта связь, по нашему мнению, обусловлена тем, что околоинтрузивные пропилиты образуются не столько в результате непосредственного воздействия гранитоидных интрузий на вмещающие породы, как это принято считать [Плющев, Шатов, 1985], сколько в результате миграции растворов из глубинного магматического очага по ослабленным зонам, развитым вдоль контактов плутонов, в более редких случаях — по зонам разломов, пересекающим плутоны. В соответствии с этими представлениями эмпирически установленная, по крайней мере для Тургая, связь молибденово-медных порфировых месторождений с зонами региональных околоинтрузивных пропилитов объясняется тем, что гидротермальные растворы, производящие региональную околоинтрузивную пропилитизацию, и магма, из которой кристаллизуются порфировые интрузии собственно «рудоносных» гранитоидов, связаны общностью очага и путей миграции. Непосредственное воздействие плутона, по-видимому, также вносит свой вклад в формирование зон околоинтрузивных пропилитов, однако главную роль здесь играет миграция растворов, привносимых из глубинного очага.

2. Внедрение и становление собственно рудоносных порфировых интрузий завершающей фазы происходит на фоне воздымания крупных блоков, вмещающих гранитоидные плутоны, что сопровождается эрозией последних. Это представление основано на том, что рудоносные плутоны основной фазы адаевского и сулыкольского комплексов имеют гипабиссальный и мезоабиссальный облик и часто значительный уровень эрозионного среза, а ассоциирующие с ними собственно рудоносные порфировые интрузии — явно субвулканические. Это представление хорошо увязывается с отмечавшимся ранее фактом приуроченности молибденово-медного порфирового оруденения к палеоподнятиям [Павлова, 1978].

В соответствии с рассмотренными представлениями, отраженными в модели рудного узла (см. рис. 2), предполагается возможной локализация молибденово-медного порфирового оруденения не только при малом, но и при среднем и глубоком уровнях эрозионного среза гранитоидных плутонов главной фазы.

Наряду с особенностями локализации молибденово-медного порфирового оруденения в пределах рудного узла модель отражает также характер геофизических полей и первичного регионального геохимического ореола на различных уровнях эрозионного среза. В частности, из приводимой модели следует, что зоны региональной околоинтрузивной пропилитизации, контролирующие размещение молибденово-медных порфировых месторождений, могут быть выявлены и закартированы по данным электроразведки ВП, магниторазведки и гравиразведки, а для оценки их рудоконтролирующей роли целесообразно провести исследования методом глубинной литогеохимии по редкой сети.

Применимость электроразведки ВП при выделении и прослеживании рудоконтролирующих зон региональной пропилитизации обусловлена присутствием в пропилитизированных породах бедной пиритовой минерализации, создающей слабые, но значительные по площади аномалии кажущейся поляризуемости.

Модель молибденово-медного порфирового месторождения (рис. 3) в основном учитывает общеизвестные представления о зональности гидротермально-метасоматических пород и о характере зависимости между оруденением, порфировыми гранитоидными телами и локально распространенными рудоносными гидротермально-метасоматическими образованиями. Вместе с тем эта модель отражает особенности, свойственные именно месторождениям Валерьяновского пояса, например ограниченное раз-

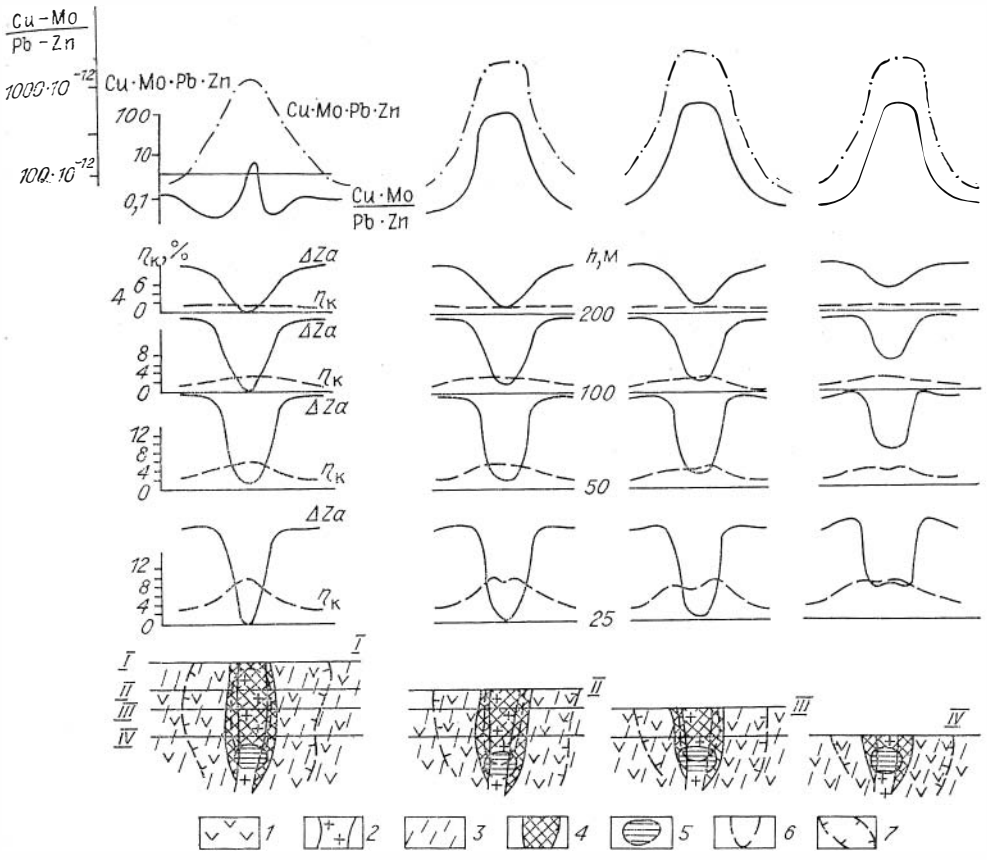


Рис. 3. Модель молибденово-медного месторождения порфировой формации.

1 — андезит-базальты, андезиты, туфы среднего состава с прослоями карбонатных и терригенных пород; *2* — гранодиорит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты; *3—5* — околорудные гидротермально измененные породы: пропилиты с участками скарнирования (*3*), березиты и аргиллизиты (*4*), гумбеиты (*5*); *6* — границы рудного тела; *7* — границы интенсивной околорудной пиритизации. Остальные усл. обозн. см. на рис. 2.

витие зон кварц-полевошпатовых метасоматических пород и локализацию их в самых глубоких частях магматогенно-гидротермальной системы. Модель отражает, кроме того, зависимость первичного геохимического поля от уровня эрозионного среза месторождения, а также физических полей как от уровня эрозионного среза, так и от мощности покровных отложений, что позволяет эффективно применять модели рассматриваемого типа при решении поисковых задач на закрытых территориях.

В заключение следует отметить, что модели рудно-магматических систем, ориентированные на решение практических задач, должны отражать многоуровневую структуру этих систем, взаимосвязь их с сопряженными рудными формациями, а также содержать геофизические и геохимические характеристики моделируемых систем. Прикладное значение таких моделей заключается в возможности обосновывать решение задач поисков и прогнозирования месторождений, выявлять и оценивать признаки скрытых, слабо эродированных и погребенных медно-порфировых систем.

ЛИТЕРАТУРА

Власов Г. М. О принципах выделения магматогенно-рудных систем // Магматогенно-рудные системы. — Владивосток, 1979.— С. 3—10.

Власов Г. М., Васильевский М. М. Гидротермально измененные породы Центральной Камчатки, их рудоносность и закономерность пространственного размещения.— М.: Недра, 1964.— 219 с.

Павлова И. Г. Медно-порфировые месторождения.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 276 с.
Павлова И. Г. Геолого-генетические модели молибденово-медных порфировых месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 127—135.
Плющев Е. В., Шатов В. В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических формаций.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1985.— 246 с.
Прогнозно-поисковые комплексы. Вып. 2. Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам медно-порфировых месторождений / А. И. Кривцов, И. Ф. Мигачев и др.— М.: ЦНИГРИ, 1983.— 62 с.
Рундквист Д. В. Использование закономерностей развития минеральных образований во времени при металлогенических исследованиях // Итоги совещания по проблеме «Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых».— Л., 1972.— С. 37—57.
Sillitoe R. H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // Econ. Geol.— 1972.— Vol. 67, N 2.— P. 184—197.

В. И. Сотников, А. П. Берзина, А. С. Калинин

ОБОБЩЕННАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ

Медно-молибденовые месторождения концентрируются преимущественно в пределах региональных структур типа наложенных рудных поясов, связанных с развитием внегеосинклинальных тектономагматических процессов и в целом контролирующихся вулканоплутоническими поясами. Структурами, определяющими размещение рудных узлов, являются пересечения региональных тектонических структур, согласных с направлением вулканических поясов, крупными сквозными зонами поперечных дислокаций. Эти зоны глубокого заложения создают возможность для связи с глубинными уровнями Земли и выступают в качестве высокоэффективных дренирующих структур, обеспечивающих концентрирование флюидопотоков до уровня, достаточного для формирования крупнообъемных медно-молибденовых месторождений.

Рудообразование завершает собой сложный цикл транспортировки и изменения вещества в структурах земной коры, характеризующихся повышенной и длительной эндогенной активностью, где формируются комплексы магматических и рудно-метасоматических образований, являющихся производными единой рудно-магматической системы (РМС). В связи с этим обобщенная генетическая модель (рис. 1) должна охватывать области магмо- и рудогенерации, зону транспорта флюида и область концентрированного рудоотложения.

В настоящее время наименее обеспечены данными глубинные уровни магмо- и рудообразования, сведения о которых имеют в основном гипотетический характер. Вместе с тем именно на этих уровнях фактически происходит зарождение РМС и создаются условия для их энергетического и флюидного обеспечения. Особенности развития эндогенных процессов на данных уровнях во многом определяют специфику интегральной геолого-генетической модели медно-молибденовой формации, как и других рудных формаций, имеющих те или иные связи с магматизмом.

Для расшифровки особенностей развития глубинных частей РМС в рудных узлах медно-молибденовых месторождений важное значение имеет анализ генетических соотношений между порфировыми породами, слагающими небольшие штокообразные тела и дайки, с которыми пространственно и во времени тесно ассоциируют рудно-метасоматические образования, и породами вмещающих их и рудную минерализацию плутонов. Порфиры и породы плутонов в целом являются частями одной вулканоплутонической ассоциации, проявляющейся в орогенных структурах или структурах тектономагматической активизации. Комплексный анализ взаимоотношений в ряду порфиры — плутон в пределах многих медно-молибде-

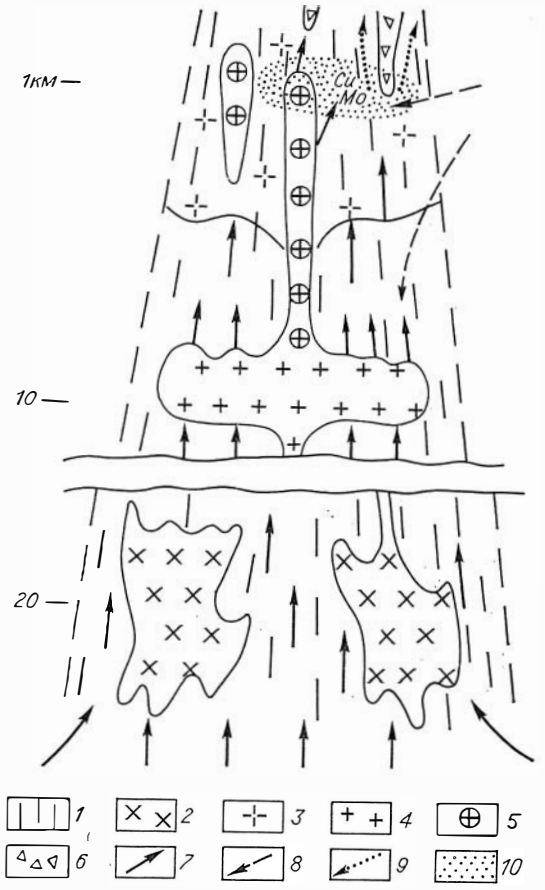


Рис. 1. Принципиальная схема рудно-магматической системы в медно-молибденовых рудных узлах.

1 — зона повышенной проницаемости; *2* — глубинный очаг (область частичного плавления); *3* — вмещающий плутон (ранний промежуточный очаг); *4* — рудогенерирующий промежуточный очаг; *5* — порфировые образования; *6* — эксплозивные брекчии; *7* — флюидные потоки; *8* — метеорные воды; *9* — отработанные растворы; *10* — рудоносная зона.

новых рудных узлов свидетельствует об определенной генетической автономности порфирового магматизма [Сотников, Берзина, 1986].

Этот вывод обосновывается, в частности, следующим.

1. Порфировые тела относительно плутонов занимают преимущественно дискордантное положение, локализуясь в протяженных тектонических зонах, часто далеко выходящих за пределы отдельных плутонов. Согласно структурным построениям, уровень магмогенерации порфировых интрузий должен находиться значительно ниже подошвы вмещающих их плутонов.

2. В ряде рудных районов между плутонами и порфирами радиологически устанавливается возрастной разрыв в 20—30 млн. лет, вполне достаточный для консолидации плутона перед внедрением порфировых интрузий.

3. При развитии плутонов и малых тел порфировых пород на одних и тех же рудоносных площадях и даже пространственной совмещенности фиксируются признаки, свидетельствующие о различных глубинных уровнях их становления (соответственно гипабиссальной и субвулканической, гипабиссально-субвулканической фаций).

4. Проявляясь после поздних (дополнительных) фаз становления плутонов, порфиры образуют многофазную серию пород, в целом повторяющую общую эволюцию магматитов крупных интрузивов.

5. По минералогическим, петрохимическим и геохимическим характеристикам наиболее распространенные в рудных полях разности порфиров часто соответствуют породам основных (а не дополнительных) фаз плутонов.

6. Отмечаются случаи захвата порфирами ксенолитов глубинных пород, отсутствующих среди толщ, вмещающих плутоны. Обломки таких пород изредка встречаются и в эксплозивных брекчиях, сопровождающих порфировые интрузии [Медно-молибденовая... формация, 1977].

По результатам изучения расплавных включений и особенностей состава биотитов выявляются температурные различия кристаллизации порфиров и петрохимически им соответствующих вмещающих пород плутонов. Более высокие температуры (на 100—150°С и более) характерны для порфировых образований.

Приведенные данные свидетельствуют об отсутствии тесной генетической связи между порфирами и породами вмещающих их плутонов. Они

не могут быть отнесены к образованиям единой эволюционной линии развития магматического очага. Более вероятна связь их с разными магматическими очагами (камерами) или, по крайней мере, с различными самостоятельно развивающимися частями сложно построенного глубинного очага.

Глубинные расплавы первоначально формируют на гипабиссальном уровне мощные преимущественно гранитоидные интрузивы (вмещающие плутоны), а затем после накоторого перерыва — породы субвулканической фации (малые тела порфиров). Становление плутонов происходит по гомодромной схеме, а развитие порфирового магматизма гомодромно-антидромное. При этом отдельные ритмы порфировых образований качественно в определенной степени как бы повторяют многофазную эволюцию магматитов крупных плутонов.

В чем же может проявляться положительная роль ранних плутонов в развитии РМС и формировании концентрированного оруденения в медно-молибденовых рудных узлах?

При формировании медно-молибденовых месторождений происходило вовлечение в эндогенный процесс огромных масс вмещающих пород, претерпевающих интенсивные метасоматические преобразования и выступающих в качестве существенного источника целого ряда рудообразующих веществ. Расчеты показывают, что, в частности, выносимого количества петрогенных элементов вполне достаточно для обеспечения их содержаний в рудно-метасоматических образованиях. Исключение составляет калий, для которого в большинстве случаев необходим глубинный привнос. При изменении пород в значительном количестве высвобождаются и летучие компоненты, в том числе хлор и фтор [Сотников и др., 1976], которые могут заметно влиять на состав и свойства минералообразующих растворов. По своим вещественным, физико-механическим, теплофизическим и термохимическим особенностям гранитоиды вмещающих плутонов относятся к породам, которые благоприятны для развития метасоматических процессов, характерных для медно-молибденовых месторождений (калишпатизация, серицитизация, окварцевание). В составе гранитоидов постоянно присутствуют минералы (в первую очередь биотит, апатит, роговая обманка), которые в значительных количествах концентрируют такие важные для рудообразующего процесса летучие компоненты, как хлор и фтор.

Гранитоиды плутонов формировались в условиях высокой газонасыщенности [Берзина и др., 1986; Сотников и др., 1985; Трошин и др., 1981]. При этом имелись относительно благоприятные условия для накопления и консервации летучих компонентов в крупнообъемных массах гранитоидов на позднемагматической и ранней постмагматической стадиях. Становление плутонов сопровождалось также развитием в них масштабных ореолов рассеяния рудных компонентов, которые часто находятся в легко выщелачиваемой форме (сорбционная, межзерновая и поровая жидкость). В связи с этим создавались предпосылки для экстрагирования и мобилизации рудных компонентов щелочно-хлоридными растворами, циркулирующими в породах плутонов в обстановке высоких температур и давлений, характерных для рудоносного порфирового магматизма и сопровождающих его рудно-метасоматических процессов. Подобные примеры имеются в работах ряда авторов. В частности, Л. В. Таусон и С. Г. Петровская [Таусон, 1977] на флангах рудного поля Шахтаминского молибденового месторождения среди гранитоидов одноименного плутона выявили области пониженных содержаний молибдена, возникшие, как предполагают авторы, за счет выщелачивания его в рудообразующий этап с последующим концентрированием в рудных жилах и зонах. Аналогичная ситуация была зафиксирована нами для отдельных частей Давендинского и Сорского молибденовых рудных полей. Возможность реализации процессов экстрагирования и мобилизации вещества в породах вмещающих плутонов медно-молибденовых рудных районов была подтверждена

лабораторными и полевыми экспериментами, моделирующими условия природного рудообразования [Дударев и др., 1976].

Судя по данным хроматографического анализа, подобное перераспределение устанавливается и для газовой составляющей пород плутонов. Происходит как бы «высушивание» вмещающих пород на отдельных участках с вовлечением летучих компонентов в рудно-метасоматический процесс, связанный с развитием наложенного рудоносного (порфирового) магматического комплекса.

Во всех этих процессах заметную роль могли играть термоосмотические явления — пленочный перенос поровых растворов в термоградиентных полях [Дударев, Сотников, 1982]. Как показали эксперименты на гранитоидах вмещающих плутонов, под влиянием температурных напряжений, термохимических, физико-химических и барических воздействий происходит массовое вскрытие или разрушение газово-жидких включений и микропор, что приводит к резкому возрастанию удельной внутренней поверхности пород и, как следствие, к увеличению объема пленочной фазы порового раствора [Дударев, Сотников, 1985]. Вскрытие микропор может значительно повлиять на процессы тепло- и массопереноса. При этом особого внимания заслуживает тот факт, что в конвективно-осмотически-диффузионной рудообразующей системе стадия наибольшего пленочного массопереноса (термоосмоса) приурочена, как правило, к температурному интервалу 200—400°С. Судя по результатам изучения газово-жидких включений в позднемагматических (раннепостмагматических) минералах гранитоидов плутонов, этот температурный диапазон характеризует заключительный период становления интрузивов с массовой консервацией рудоносных флюидов. При рассмотрении данного вопроса уместно также вспомнить эксперименты Н. И. Хитарова [1953], показавшего, что в условиях повышенных температур возможны перемещение рудных компонентов и зарождение термальных растворов за счет запаса влаги в самой горной породе при поступлении извне только тепла.

Во время развития порфирового магматизма и сопровождающего рудообразования вмещающие плутоны все еще оставались достаточно прогретой средой, что могло положительно сказываться на энергетической обеспеченности этих эндогенных процессов. В таких услових в меньшей степени проявлялось охлаждающее влияние окружающих пород. Особое значение это имеет для процессов в верхней части зоны транспорта рудоносных флюидов и непосредственно в области рудоотложения. В частности, в подобной ситуации могла создаваться обстановка, благоприятная для формирования рудных концентраций на значительном вертикальном интервале.

Поступившие в связи с порфировым магматизмом рудоносные флюиды, мигрируя среди пород плутона, фактически находились в среде, которая по своим свойствам была близка к материнской. Это также способствовало сохранению стабильного состояния флюида. Породы плутона по петрофизическим и петрохимическим особенностям благоприятны для развития рудоподводящих и рудовмещающих структур, интенсивного проявления метасоматических процессов и рудоотложения. С другой стороны, консолидируясь, гранитоиды плутонов на определенном этапе закупоривали проницаемую зону, обусловливая эффект термостатирования на нижних уровнях магмо- и рудоконцентрирующей структуры, что благоприятствовало повышению энергетического потенциала системы.

Важной особенностью рассматриваемой РМС является длительный и многофазный характер развития рудоносного порфирового магматизма, находящегося в различных отношениях с оруденением. В системе порфиры — руда можно выделить два типа соотношений: 1) эволюционное развитие рудообразующего процесса, прерывающееся внедрением интрузий, 2) дискретно-направленное развитие рудообразующего процесса, когда отдельные фазы или группы тесно генетически связанных фаз — петрогенетические ритмы порфиров — сопровождаются оруденением по прак-

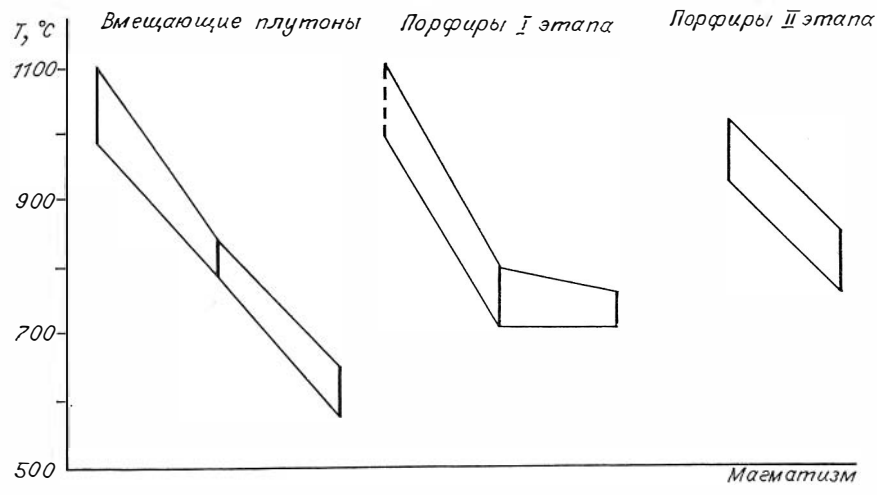


Рис. 2. Температурные условия становления пород порфировых тел и вмещающих плутонов.

тически полной эволюционной схеме. В первом случае формируются моноасцендентные месторождения, а во втором — полиасцендентные [Sotnikov, Berzina, 1970; Vlad, 1981]. Как правило, последние более крупномасштабны.

В случае дискретно-направленного полиасцендентного рудообразующего процесса оруденение связано с развитием порфиров, отдельные ритмы которых имеют определенную генетическую самостоятельность, что, в частности, отчетливо прослеживается по их вещественной и температурной эволюции (рис. 2). Скорее всего, эти порфировые образования являются производными различных камер или разных автономно развивающихся частей глубинных магматических очагов. Особого внимания заслуживает довольно часто повторяющийся факт: более высокие температуры становления начальных членов поздней порфировой ассоциации по сравнению с ранней. Чаще всего именно в этом случае и фиксируется повторное развитие оруденения по полной эволюционной схеме. Подобная ситуация зафиксирована нами, в частности, на медно-молибденовом месторождении Эрдэнэтуин-Обо (МНР) и на существенно молибденовом Жирекенском месторождении в Восточном Забайкалье [Сотников и др., 1985].

При полиасцендентных процессах рудоотложение происходит на пульсирующих подвижных геохимических барьерах, пространственное сочетание которых обусловливает сложную картину распределения рудных компонентов и минеральных ассоциаций. В случае их совмещенности могут возникать области максимального рудоконцентрирования (типа «рудных столбов»). Пространственная же разобщенность может приводить к прерывистости оруденения и формирования «многоэтажных» рудных залежей.

Порфировые тела на уровне рудоотложения рассматриваются нами как свидетельство «дыхания» расположенного ниже промежуточного магматического очага. Они, очевидно, фиксируют своего рода «отдушины», являющиеся наиболее хорошо магмо- и флюидопроницаемыми зонами. Эти зоны (с учетом локализации в них порфировых тел) определяют структурное положение месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации в пределах рудных узлов. Порфиры преимущественно развиты на участках максимального проявления рудно-метасоматических процессов и значительно реже устанавливаются за пределами рудоносных зон. В последнем случае порфировые образования обычно утрачивают характерную для них в зонах рудообразования специфику (в первую очередь это касается их газонасыщенности, соотношения летучих компонентов в магмато-

генных флюидах, температурного режима становления, роли метасоматоза при формировании пород порфирового облика и т. д.). Являясь производными РМС, порфиры в своих чертах отражают особенности развития последней.

Определяющая рудогенерирующая роль принадлежит промежуточным магматическим очагам, развитие которых во многом обеспечивает формирование восходящих потоков флюидов и общее повышение температуры в области рудообразования. Кристаллизация магмы и отделение флюидов из промежуточных очагов наиболее свойственны периоду общего затухания магматической деятельности и массового отделения «порфировых» интрузий. Дополнительный флюидный поток в вышележащие горизонты земной коры связан с кристаллизацией глубинного анатектического магматического очага в регрессивный период развития всей магматической мегасистемы рудного узла.

Инициирующим началом развития РМС является взаимодействие подкоровой базитовой магмы и отделяющихся от нее флюидов с магматическим расплавом, формирующимся в земной коре в зонах повышенной и длительной эндогенной активности.

Медно-молибденовая рудная формация имеет ряд особенностей, устойчиво наблюдающихся в различных регионах. Эти особенности определяются некоторыми типовыми ситуациями в земной коре, которые в свою очередь зависят от условий становления и динамики развития крупных магматических систем (мегасистем), дающих начало гидротермальному процессу и рудогенезису медно-молибденового профиля. Авторами на базе фактического материала рудоносных областей была предпринята попытка с помощью моделирования на ЭВМ процесса корового магмообразования оценить общие условия развития магматических систем, их строение на глубине и взаимодействие отдельных частей.

При моделировании были учтены следующие особенности медно-молибденовых рудных узлов: 1) приуроченность к линейным наложенным структурам (поясам, зонам глубинных разломов); 2) широкое развитие среди интрузивных пород гранитоидов повышенной основности, вплоть до диоритов (и габбро-диоритов), наличие предрудных и внутрирудных штокообразных тел и даек порфировых пород пестрого состава; 3) постоянное проявление эксплозивных брекчий в рудно-магматическом процессе; 4) значительная роль калиевого метасоматоза. Использовалась модель анатексиса в расширяющемся книзу глубинном разломе [Шарапов и др., 1977], для которой были сделаны новые расчеты с помощью усовершенствованной программы для ЭВМ, где теплоемкость существенно водного флюида определяется по уравнению $C_p = 7{,}30 + 0{,}00246\ T$ К кал/(град·моль) [Карпов и др., 1968], а увеличение флюидного потока за счет его концентрации в сужающемся разломе по формуле $Q_{\text{фл}_i} = Q_{\text{фл}_k} L_k / L_i$. Здесь $Q_{\text{фл}_i}$ — величина потока на рассматриваемой глубине; $Q_{\text{фл}_k}$ — величина потока на нижней границе системы H; L_k — ширина глубинного разлома на H; L_i — ширина глубинного разлома на рассматриваемой глубине. Расчеты на БЭСМ-6 велись для $H = 80$ км, $Q_{\text{фл}}$ на глубине H равно 10^{-9} г/см^2 с, другие расчетные данные такие же, как в работе В. Н. Шарапова и др. [1977].

Результаты численных расчетов приведены на рис. 3, *а*, где показано распределение температур в поперечном сечении разлома и даны границы областей плавления при указанных условиях. Здесь же для рассчитанных температур нанесены поля минеральных фаз [Piwinskii, 1973], подвергающихся плавлению, для $P_{H_2O} = 2$ кбар и линии солидуса — ликвидуса для тоналита (андезита). При этом границы минеральных фаз даны только для центральной части разреза, далее они практически идут параллельно соответствующим изотермам.

В зоне глубинного разлома реализуются два очага плавления, которые по мере развития процесса анатексиса сливаются в один сложный

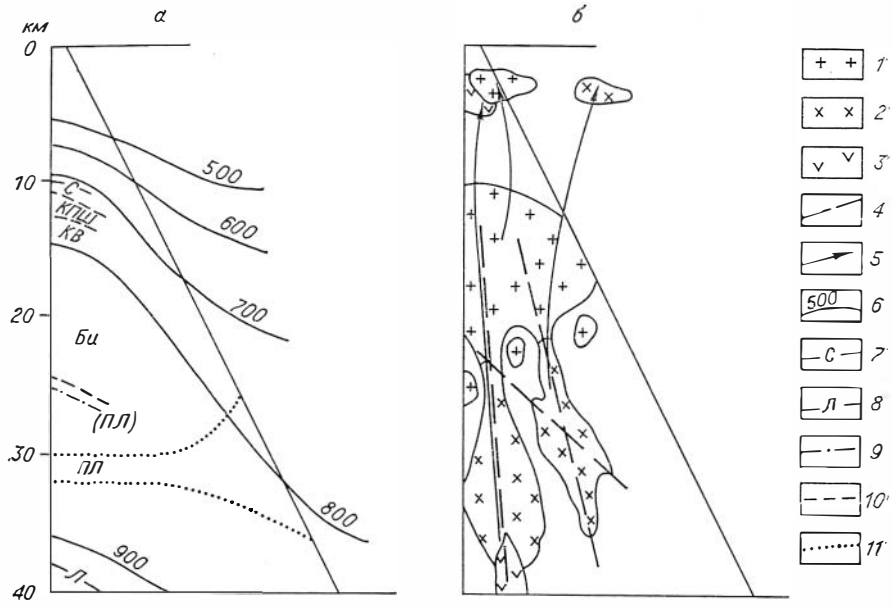


Рис. 3. Условия магмообразования (а) и принципиальная схема рудно-магматической системы (б) в зоне глубинного разлома переменного сечения.

1—3 — магмы кислого (*1*), гранодиоритового (*2*), диоритового (*3*) состава; *4* — тектонические нарушения; *5* — движение расплавов по магмоводам; *6* — изотермы (°С); *7* — солидус андезита при P_{H_2O}=2 кбар; *8* — ликвидус андезита при P_{H_2O} = 2 кбар; *9* — верхняя граница плавления Пл для гранитоида; *10* — границы полей плавящихся фаз; *11* — границы областей анатексиса.

очаг с магмами различного состава. Расчеты свидетельствуют о том, что породы, отвечающие по составу лейкократовым гранитам, полностью плавятся ниже 10 км, гранодиориты полностью переходят в расплав на глубинах около 25 км, а андезиты (диориты) — только в самом низу разреза и лишь в центральной части разлома. Однако в реальных геологических условиях при наличии сложного распределения различных по плавкости пород и неравномерного флюидного потока, сильно зависящего от тектонической нарушенности корового субстрата, плавление будет концентрироваться в более локальных зонах и в пределах значительного объема разреза окажется частичным. Так, на глубинах 20—40 км в базальтовом слое коры следует ожидать появления заметного количества выплавок дацитового состава и из более основного субстрата. В случае уменьшения P_{H_2O} до 1 кбар поле Пл замещает поле Би и Амф и тогда здесь появляются магмы, в продуктах кристаллизации которых увеличивается количество темноцветных минералов с возрастанием доли амфибола.

На рис. 3, *б* показано строение магматической системы в коре, отвечающее расчетным данным распределения магматических образований по глубинам. Прогрессивный период формирования подобной системы характеризуется все возрастающей тенденцией магм, особенно кислых, к перемещению в верхние горизонты коры как за счет увеличения объема при плавлении (до 15% в зависимости от степени плавления и водонасыщенности магм), так и за счет гравитационной неустойчивости. Транспорт расплава в гипабиссальную зону осуществляется, очевидно, по магмоводам — трещинным каналам различного происхождения. Как показали специальные расчеты движения расплава по каналу (с учетом кристаллизации магмы на стенках канала и снижения пропускной способности), при температуре магмы 800°С и мощности канала 50 м достаточны скорости движения расплава 3—5 км/год, чтобы из перемещенного количества магмы могло сформироваться гипабиссальное тело объемом до нескольких сотен кубических километров.

Появление магмоводов, передвижение магм в верхние горизонты коры и неизбежная при этом частичная кристаллизация расплавов в результате охлаждения и потери флюида ведут к развитию дренирующих структур и двум следствиям: а) концентрация флюидного потока в дренирующих структурах определяет прекращение плавления за их пределами и б) в основании гипабиссального интрузива формируется зона подтока глубинного флюида, который входит в виде составной части в магматогенную гидротермальную систему, развивающуюся при кристаллизации малоглубинного очага. По-видимому, это в значительной степени предопределяет место формирования рудного узла и достижение расхода гидротермального потока не менее 10^{-7} г/см^{2}с, необходимого для образования промышленных концентраций металлов.

С развитием магмоводов как непременных частей магматических систем рассматриваемого типа связано, очевидно, и решение некоторых вопросов, касающихся эксплозий. Как показали расчеты [Шарапов, 1971], давления, возникающие при охлаждении расплавов в апикальных частях интрузивных тел и массовом сбросе летучих, часто бывают недостаточны для взламывания пород и формирования брекчий. В этом случае образование эксплозивных зон может быть связано с напорным перемещением магм по трещинным (трубообразным) каналам с передачей гидростатического давления от более глубоко залегающих частей магматической системы.

Важной проблемой при анализе медно-молибденовых магматических систем является вопрос о природе высокой активности калия в метасоматическом процессе. Предполагалось [Sotnikov, Berzina, 1986], что интенсивный калиевый метасоматоз мог быть обусловлен либо длительным потоком глубинных флюидов, либо флюидным взаимодействием и перераспределением легкоподвижных компонентов (в частности, калия) в граничной области щелочно-базитового и кислого расплавов. Очевидно, величина отношения K/Na во флюиде, формирующем гидротермальную систему, зависит от ряда факторов, количественно оценить которые пока трудно. Можно только привести общие соображения применительно к рассматриваемым условиям. Экспериментально установлено [Iiyama, 1966; Рябчиков, 1975], что в случае более основных пород с увеличением в системе анортитовой составляющей отношение K/Na в сосуществующем флюиде растет. Одновременно это соотношение увеличивается и с ростом температуры. Следовательно, в сложной магматической системе, подобной рассмотренной в предлагаемой модели, по мере развития нижних более основных очагов и внедрения магм в верхние горизонты коры будет прослеживаться тенденция к возрастанию K/Na, а также содержаний Cl и S.

Таким образом, характерные особенности проявления месторождений медно-молибденовой рудной формации могут быть объяснены в общих чертах, если исходить из строения рудно-магматической системы, обусловленного магмообразованием в зоне глубинного разлома переменного сечения, расширяющегося книзу. При этом важными представляются два обстоятельства: во-первых, прогрессивное развитие нижних очагов магматической системы с магматитами более основного состава (андезиты, дациты); во-вторых, наличие крутопадающих зон тектонических дислокаций, играющих роль магмоводов, а затем дренирующих структур, концентрирующих восходящие флюидные потоки. Сочетание обоих условий определяет принципиальную схему обстановки в коре при медно-молибденовом рудогенезисе. Участие же в рудно-магматическом процессе мантийного и корового вещества является, очевидно, причинно-следственным обоснованием самого существования медно-молибденовой формации.

ЛИТЕРАТУРА

Берзина А. П., Курода И., Сотников В. И., Илларионова Е. Н. Источники флюидов медно-молибденовых проявлений МНР (по данным изучения изотопного состава водорода) // Геология и геофизика.— 1986.— № 3.— С. 71—81.

Дударев А. Н., Сотников В. И. Термоосмотическая фильтрация растворов в горных породах (в связи с проблемами рудообразования).— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— 107 с.
Дударев А. Н., Сотников В. И. Пленочный перенос поровых растворов в термоградиентных полях (в связи с проблемами рудообразования) // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1985.— Т. 1.— С. 17—18.
Дударев А. Н., Сотников В. И., Васильева А. И. Мобилизация рудных элементов в термоградиентных полях.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 135 с.
Карпов И. К., Кашик С. А., Пампура В. Д. Константы веществ для термодинамических расчетов в геохимии и петрохимии.— М.: Наука, 1968.— 143 с.
Медно-молибденовая рудная формация/Сотников В. И., Берзина А. П., Никитина Е. И. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 422 с.
Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм.— М.: Наука, 1975.— 232 с.
Сотников В. И., Берзина А. П. Рудоносные (порфировые) магматические комплексы медно-молибденовых рудных узлов // Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 96—110.
Сотников В. И., Берзина А. П., Королюк В. Н. и др. Об одном из возможных источников хлора в минералообразующих растворах // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 230, № 3.— С. 705—708.
Сотников В. И., Поливеев А. Г., Берзина А. Н. Физико-химические условия формирования гранитоидов рудоносного комплекса на Жирекенском медно-молибденовом месторождении // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 283, № 6.— С. 1463—1465.
Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов.— М.: Наука, 1977.— 279 с.
Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Антонов А. Ю. Летучие компоненты в биотитах и металлогеническая специализация интрузий // Минералогические критерии оценки рудоносности.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981.— С. 73—83.
Хитаров Н. И. О некоторых гидротермальных экспериментах // Вопросы петрографии и минералогии.— М.: Изд-во АН СССР, 1953.— Т. II.— С. 181—198.
Шарапов В. Н. О возможностях «закрытых» эксплозий в гипабиссальных условиях // Физика и физико-химия рудообразующих процессов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1971.— С. 241—250.
Шарапов В. Н., Калинин А. С., Васильева Э. Н. Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока // Геология и геофизика.— 1977.— № 2.— С. 3—10.
Iiyama I. T. Contribution a l'étude des équilibres sub-solidus du sistéme ternaire orthose-albite-anorthite á l'aide des réactions d'échange d'ions Na—K au contact d'une solution hydrothermale // Bull. Soc. franc. minéral. et cristallogr.— 1966.— Vol. 89, N 4.— P. 76—81.
Piwinskii A. I. Experimental studies of igneous rock series, central Sierra Nevada batholith, California. Part II // N. Ib. Mineral. Monatsh.— 1973.— H. 5.— S. 193—215.
Sotnikov V. I., Berzina A. P. Directed cyclic development of metasomatic process in some molibdenum deposits // Internat. Union Geol. Sci. a. No 2: Problems of hydrothermal ore deposition Schweizerbat.— Stuttgart, 1970.— P. 352—354.
Sotnikov V. I., Berzina A. P. Ore-magmatic systems of copper-molubdenum deposits // Geology and metallogeny of copper deposits.— Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 1986.— P. 291—302.
Vlad S. Monoascendent porphyry copper system // Rev. ranm. geol., geophys. and geogr. Geol.— 1981.— Vol. 25.— P. 95—100.

П. В. Коваль, С. Ариунбилэг, А. Готовсурен, О. Гэрэл, Ю. И. Либаторов

К МОДЕЛИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛО-ОХОТСКОЙ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ПОДВИЖНОЙ ЗОНЫ

Рудно-магматическая система порфирового оруденения подобна айсбергу сложного состава, уходящему своим основанием в глубины литосферы и верхней мантии. Поэтому естественно стремление геологов увязать в ее концептуальных моделях обширную информацию рудной и магматической геологии, включая геодинамические схемы магмообразования. Молибден-медно-порфировое оруденение Монголо-Охотской зоны и в осо-

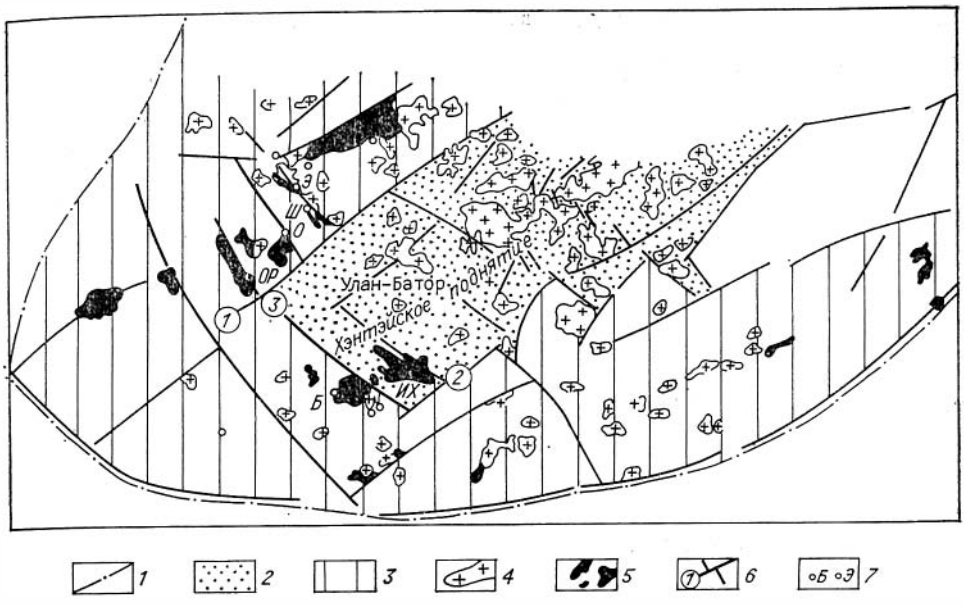


Рис. 1. Схема размещения молибден-медно-порфирового оруденения и вулканитов основного — среднего состава в ареале раннемезозойского (~ 247—175 млн. лет) магматизма западной части Монголо-Охотской подвижной зоны.

1 — граница ареала магматизма; *2* — зона известково-щелочного магматизма; *3* — зона субщелочного и щелочного магматизма; *4* — наиболее крупные массивы раннемезозойских гранитоидов; *5* — раннемезозойские вулканические породы основного — среднего состава, включая поле нерасчлененных пермских и раннемезозойских вулканитов на севере территории; *6* — важнейшие разломы (1 — Баянгольский, 2 — Ононско-Северо-Гобийский, 3 — Орхонский); *7* — молибден-медно-порфировые рудопроявления (Э — месторождение Эрдэнэтуин-Обо, Ш — Шанд, О — Оют-Обо, Б — Баянульский участок). Ор, Их — Орхонский и Их-Хайрханский прогибы. В связи с трудностями в расчленении позднепалеозойских и раннемезозойских вулканитов объем последних в интерпретации отдельных авторов весьма различен.

бенности ее юго-западной Монгольской половины привлекает не только своей новизной (изучение и промышленное освоение начато в последние 20 лет) и сравнительно слабой изученностью геохимии и связей с основными магматическими событиями в регионе. В отличие от большинства традиционных поясов медно-порфирового оруденения, приуроченных к областям активных окраин литосферных плит, рудно-магматические системы этой области находятся в пределах подвижной зоны, которая, начиная с конца карбона—перми, развивалась как типичная внутриконтинентальная [Геология МНР, 1973].

Основное оруденение и единственное крупное разрабатывающееся месторождение Эрдэнэтуин-Обо находится в Орхон-Селенгинском районе (рис. 1). В последнее время молибден-медное оруденение порфирового типа установлено в Центральной Монголии в связи с раннемезозойскими вулканоплутоническими структурами Их-Хайрханского прогиба [Коваль, Якимов и др., 1982; Коваль и др., 1985]. С появлением этих данных, а также новой информации о магматизме и порфировом оруденении Эрдэнэтского района [Сотников и др., 1981; Коваль, Гэрэл, Смирнов, 1982; Меднорудные формации МНР, 1985; Коваль, Гэрэл, 1986; и др.] стали очевидными мезозойский возраст порфирового оруденения, его тесная временная и геологическая связи с раннемезозойским (триас-нижнеюрским) трахибазальт-трахиандезитовым вулканизмом, приуроченность к зоне магматизма повышенной щелочности, обрамляющей Хэнтэйское поднятие (см. рис. 1).

Магматизм. Для рудных полей рассматриваемой области характерно сочетание трех близких по возрасту к рудному процессу типов магматических ассоциаций: предшествующих гранитоидных, вулканических трахибазальт-трахиандезитовых и собственно порфировых (см. таблицу). Предшествующие гранитоидные ассоциации представлены крупными пре-

Средний химический состав пород главных магматических ассоциаций районов молибден-медно-порфирового оруденения Северной и Центральной Монголии

Окисел	I		II				III			
	Э	Б	Э	Ш	Ор	Б	Э	О	Б	$\bar{x}$
SiO_2	65,35	67,76	55,10	56,78	53,50	58,88	66,09	65,85	65,85	65,94
TiO_2	0,60	0,48	1,12	1,14	1,22	0,81	0,53	0,36	0,62	0,52
Al_2O_3	16,04	14,88	17,17	17,78	16,77	15,72	16,79	16,70	15,29	16,21
Fe_2O_3	1,84	1,09	4,04	5,08	4,91	2,56	1,62	1,65	1,37	1,57
FeO	2,34	2,25	2,86	1,78	2,93	3,06	1,37	1,94	2,02	1,62
MnO	0,07	0,05	0,16	0,10	0,10	0,10	0,05	0,03	0,05	0,04
MgO	1,39	1,84	3,29	2,60	5,25	4,69	1,04	1,18	1,75	1,34
CaO	2,80	2,66	5,43	4,87	5,53	4,76	2,01	2,19	2,40	2,20
Na_2O	4,86	3,96	4,45	5,02	4,55	3,76	5,59	5,46	4,34	5,09
K_2O	3,41	3,63	2,75	3,11	2,21	2,63	2,31	2,47	3,68	2,86
P_2O_5	0,16	0,13	0,38	0,32	0,46	0,22	0,15	0,16	0,19	0,17
n	33(68)	20(37)	11	15(34)	35	4(7)	9(12)	6(8)	8(12)	23(32)

Примечание. I—III — ассоциации: I — предшествующие гранитоидные, главная фаза; II — вулканические, собственно вулканическая фаза; III — порфировые, слабоизмененные типичные порфиры рудных проявлений. Э, Б, Ш, Ор, О — районы и участки (обозначения см. на рис. 1); n — число анализов, в скобках указано число единичных образцов в случае использования анализов усредненных проб; $\bar{x}$ — среднее.

имущественно гипабиссальными интрузиями гранодиорит-гранитного состава, которые обычно являются вмещающими для рудных штокверков и зон. В Центрально-Монгольском районе это позднепалеозойская (карбон-пермская) гранодиорит-гранитная ассоциация нормальной щелочности [Коваль и др., 1985]. В Эрдэнэтском — раннемезозойская (триасовая) габбро-сиенит-гранитная орхон-селенгинская ассоциация. Триасовый возраст последней устанавливается по прорыванию интрузиями всего разреза пермской вулканогенно-осадочной хануйгольской серии, включая верхнепермскую свиту основных эффузивов, и налеганию на них терригенно-вулканогенных отложений триаса — юры. Он хорошо согласуется с имеющимися данными калий-аргоновых датировок (245—210 млн. лет). Предполагается, что становление крупных массивов предшествующих гранитоидов завершает консолидацию отдельных блоков континентальной коры и создает благоприятную структурную обстановку для рудных штокверков. «Всплывая» в среде более плотных пород, такие массивы выводят на поверхность эрозии и заключенное в них позднее порфировое оруденение.

Вулканиты раннемезозойских ассоциаций перекрывают предшествующие гранитоидные интрузии и прорываются порфировыми интрузиями. Если в Центрально-Монгольском районе такая последовательность определяется достаточно однозначно [Коваль и др., 1985], то в Эрдэнэтском это не столь очевидно. В частности, согласно распространенному мнению [Хасин и др., 1977; Геология МНР, 1977], порфировые интрузии завершают формирование предшествующего селенгинского комплекса и включаются в качестве поздних членов в его третью фазу. Между тем следующие факты указывают на отсутствие генетических связей порфировых интрузий и селенгинских гранитоидов, свидетельствуя о близком и несколько более молодом возрасте оруденения с раннемезозойскими эффузивами: 1) прорывание порфировыми интрузиями наиболее кремнекислых интрузий третьей фазы селенгинского комплекса; 2) нарушение в связи с этим гомодромности тренда последнего; 3) различия фациальных условий формирования приповерхностных (до эксплозивных) порфиров рудных полей и гипабиссальных часто с явлениями приконтактовой гранитизации селенгинских гранитоидов; 4) значительный (до 40 млн. лет и более) разрыв калий-аргоновых возрастов порфиров и околорудных

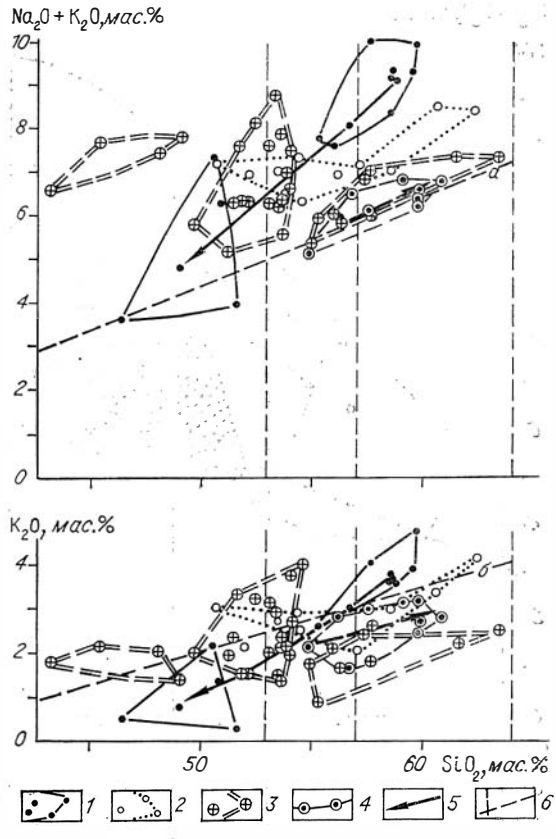


Рис. 2. Классификационные петрохимические диаграммы раннемезозойских вулканических пород.

1—4 — точки и границы полей составов пород отдельных участков: *1* — район рудопроявления Шанд, *2* — Хучжирыйн-Гол (северо-западнее месторождения Эрдэнэтуин-Обо), *3* — Орхонский прогиб, *4* — Баянульский; *5* — направления общего изменения состава вулканических пород снизу вверх на отдельных участках; *6* — классификационные границы [Классификация..., 1981]; *а* — граница пород нормального и субщелочного рядов щелочности; *б* — граница шошонит-латитовых и калий-натровых серий [Peccerillo, Taylor, 1976]). Кроме авторских, использованы также данные из работ [Кепежинскас, Лучицкий, 1974; Моссаковский и др., 1973].

метасоматитов с селенгинскими гранитоидами [Меднорудные формации МНР, 1985]; 5) присутствие аналогов порфировых интрузий в полях раннемезозойских эффузивов; 6) проявление пропилитизации, кварц-серицитового замещения и окварцевания в мезозойских эффузивах и ассоциирующихся с ними субвулканических телах.

Раннемезозойские вулканические ассоциации принадлежат к типу высокоглиноземистых калинатровых субщелочного ряда (рис. 2). Наиболее обычны для них породы трахибазальт-трахиандезитобазальт-трахиандезитового ряда с отклонениями в область трахитовых, собственно андезитовых и латитовых составов. Преобладают вулканиты среднего, андезитоидного состава. Вулканиты обогащены большинством несовместимых редких элементов (Rb, Sr, Ba, РЗЭ, Nb, Zr, Ta), а также Cr и Ni [Коваль, Гэрэл, 1986]. В этом отношении они сходны с субщелочными калинатровыми и шошонит-латитовыми ассоциациями тыловых зон вулканических дуг, развивающихся на континентальной коре, и активных континентальных окраин. Различия заключаются в меньшем отношении калия к натрию, меньшем содержании рубидия и большем циркония и стронция в калинатровых андезитоидах внутриконтинентальной зоны. Из вулканитов классических районов порфирового оруденения ближе других по химическому составу к рассматриваемым андезиты эпимиогеосинклинальных районов [Кривцов, 1983].

Состав мезозойских вулканических разрезов чрезвычайно неустойчив как по латерали [Моссаковский и др., 1973; Фрих-Хар, Лучицкая, 1983], так и по вертикали (см. рис. 2). Наряду с гомодромными трендами дифференциации типично проявление антидромной направленности развития вулканизма во времени. Необходимо также отметить большой объем вулканокластического материала, его слабую стратификацию, распространенность аппаратов центрального типа, включая стратовулканы [Моссаковский и др., 1973; Фрих-Хар, Лучицкая, 1983]. В вулканических фациях, как правило, отсутствуют кислые дифференциаты, слагающие обычно субвулканические и приповерхностные тела. Геохимические и геологические особенности вулканитов свидетельствуют о сложных динамических условиях генерации магм со сменой растяжений и сжатия.

Порфировая ассоциация включает разнообразную по составу группу мелких интрузий, объединяемых близостью возрастного и геологиче-

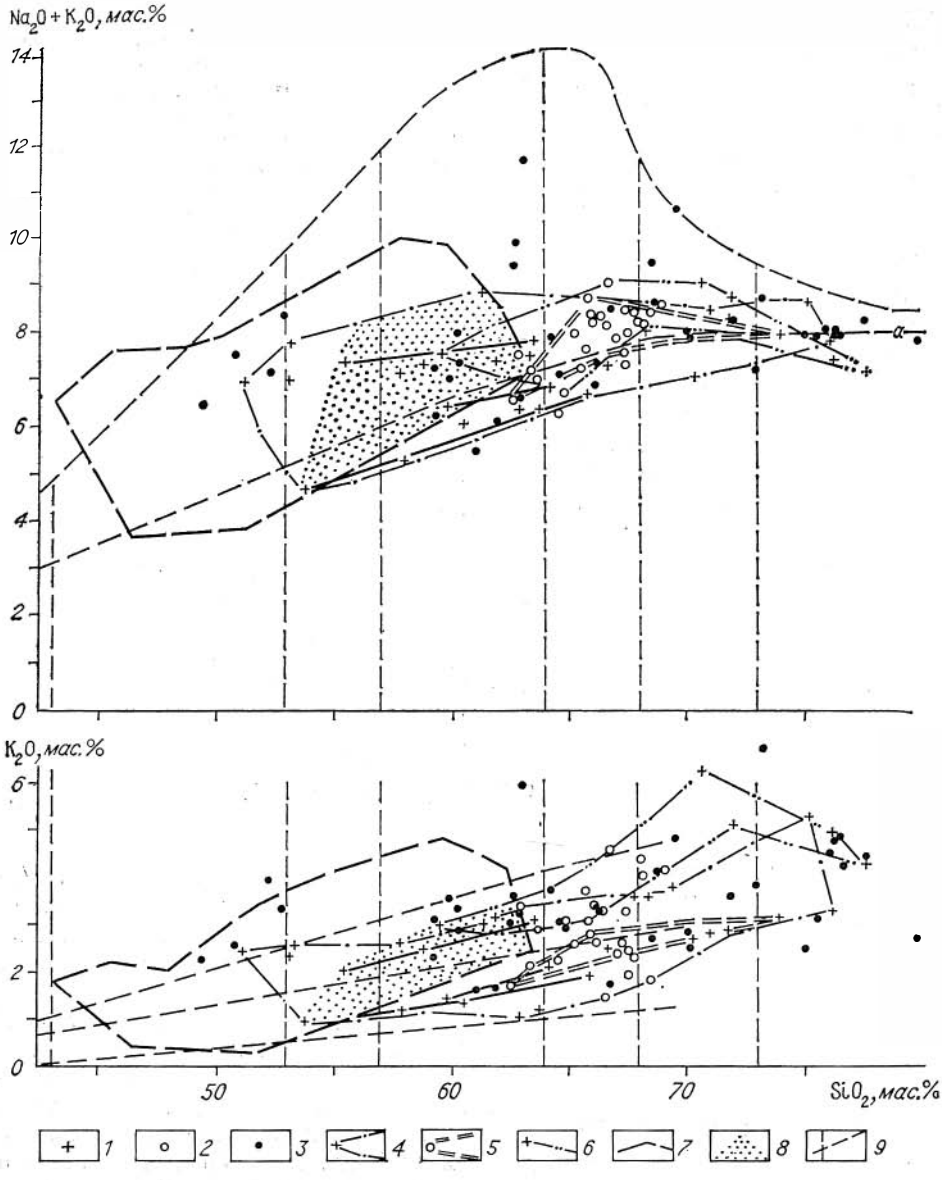


Рис. 3. **Классификационные петрохимические диаграммы пород порфировой ассоциации.**

1 — приповерхностная фация; *2* — то же, характерные порфировые интрузии рудных участков; *3* — субвулканическая фация, включая субвулканические аналоги эффузивов отдельных участков; *4* — поле составов полнокристаллических порфировых интрузий Эрдэнэтского района; *5* — то же, для участка Оют-Обо; *6* — то же, для Баянульского участка; *7* — поле составов раннемезозойских эффузивов (см. рис. 2); *8* — область вероятных составов материнских магм порфировых интрузий; *9* — классификационные границы (см. рис. 2).

ского положения и широким распространением порфировых структур. Среди них могут быть выделены образования приповерхностной (полнокристаллической), субвулканической и, по-видимому, эксплозивной фаций. Состав таких интрузий меняется от базальтоидного до лейкогранитного, отличаясь в целом заметно повышенными щелочностью, глиноземистостью и преобладанием натрия над калием в большинстве пород (рис. 3). Точки составов собственно порфировых интрузий образуют протяженное поле, вытянутое вдоль границы пород субщелочного и нормального рядов щелочности. Типичные рудоносные порфиры занимают его среднюю часть от кварцевых диоритовых порфиритов до гранит-порфиров

субщелочного и нормального рядов. В более основной части поле составов порфировых пород в значительной степени перекрывает поле составов раннемезозойских эффузивов. В этой области собственно порфировые интрузии трудно отличать от субвулканических фаций вулканитов. Наиболее надежно выделяются порфировые породы, структура основной массы которых подобна структуре порфиров более кислого состава, и дифференцированные тела неоднородного такситового сложения с обособлениями и шлирами более кислого гранитоидного материала в основной матрице. Вариационные линии составов таких тел соединяют диоритовую часть поля с гранодиорит-порфировой, давая представление о трендах дифференциации в главной части порфировой серии.

Тесная пространственная и временная ассоциация, преемственность вещественного состава вулканитов, субвулканических тел и порфировых интрузий, особенности состава, текстуры и структуры дифференцированных диоритовых тел свидетельствуют о прямых, вероятнее всего, генетических связях порфировых интрузий с позднемезозойским вулканизмом. С поздними преимущественно неизлившимися продуктами последнего порфировые интрузии, очевидно, образуют единые гомодромные серии. Опираясь на данные состава дифференцированных тел диоритовых порфиритов и вулканических пород, можно наметить вероятную область составов материнской магмы таких серий (см. рис. 3).

Элементы структурного контроля оруденения. Как и в других регионах, важнейшая роль в структурном контроле порфирового оруденения принадлежит разрывным нарушениям различных рангов и структурам центрального типа. Среди первых отметим зоны поперечных нарушений северо-западного направления типа «порогов» [Михайлов, Шабаловский, 1971], к которым тяготеют большинство известных рудопроявлений (см. рис. 1), их пересечения с крупными продольными разломами, а также нарушения, ограничивающие вулканические впадины и выступы их основания.

Обычными структурами центрального типа являются штокообразные порфировые интрузии с сопутствующими им штокверками [Геология МНР, 1977; Меднорудные формации МНР, 1985]. Весьма вероятно, что они тесно связаны с эродированными палеовулканическими аппаратами типа стратовулканов, изученными пока крайне слабо. Примером этого типа может служить Баянульская структура (рис. 4), вскрытая эрозией на глубину не более 1,5—2 км [Кепежинскас и др., 1970; Нагибина и др., 1976]. Концентрическое строение структуры отчетливо выражено в геоморфологии участка и размещении метасоматитов, развивающихся по трахиандезитам и вулканокластическим породам этого же состава. По данным аэромагнитной и наземной магнитной съемок, в центральной части участка на глубине 0,2—0,4 км находится достаточно крупная (более 4 км по длинной оси) интрузия, вытянутая вдоль центрального разлома в северо-западном направлении. Интрузия образует два крупных выступа, больший из которых находится в центре структуры, второй — к северо-западу от нее. Кровля обоих выступов осложнена многочисленными апофизами, к наиболее значительным из которых приурочены выходы порфиров, сопровождающиеся зонами кварц-турмалиновых метасоматитов брекчиевого сложения.

Другим важным элементом структуры участка является контакт вулканогенной толщи с подстилающими гранитами и осадочно-метаморфическими породами, вдоль которого развиты наиболее высокотемпературные околорудные метасоматиты и большая часть известных к настоящему времени проявлений молибден-медной минерализации. Судя по размещению порфировых интрузий, обилию кварц-турмалиновых апобрекчиевых метасоматитов, нередко образующих кольцеобразные оторочки вокруг мелких порфировых тел, относительно крупные интрузии порфировой магмы вблизи подошвы толщи как бы «взрывались» и частично «разбрызгивались», давая начало большому числу апофиз и мелких тел. Подобные

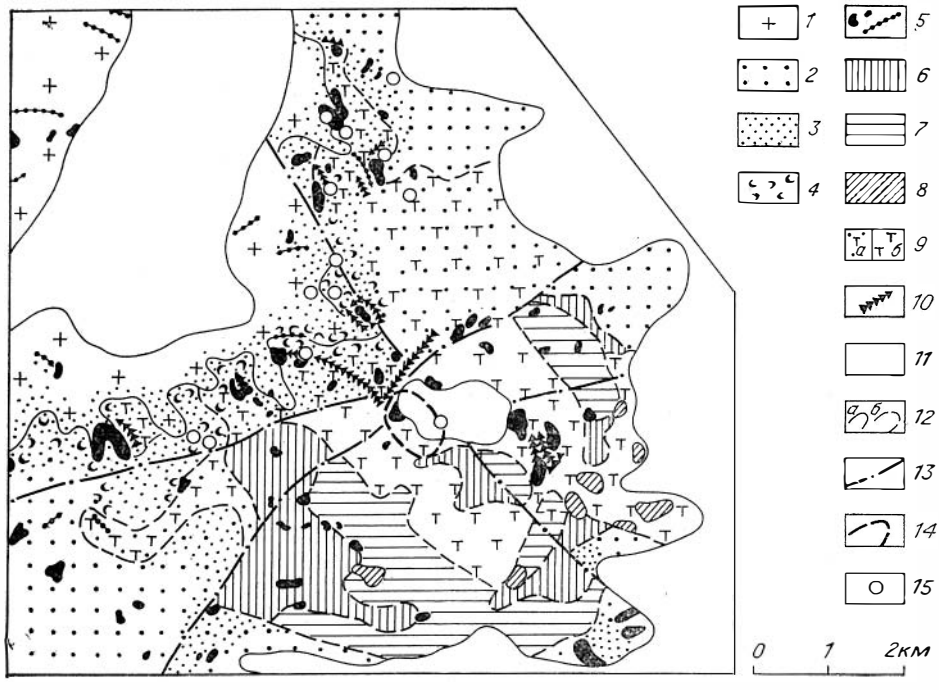


Рис. 4. Геологическая схема Баянульской структуры.

1 — гранитоиды позднепалеозойской интрузии; *2* — апоандезитовые эпидот-хлоритовые пропилиты и пропилитизированные андезиты; *3* — апоандезитовые эпидот-актинолитовые пропилиты (часто биотитсодержащие); *4* — участки проявления биотит-кварц-альбитовых метасоматитов; *5* — порфировые интрузии; *6* — кварц-серицитовые метасоматиты; *7* — аргиллизиты; *8* — анхимономинеральные кварцевые метасоматиты; *9* — апоандезитовые кварц-турмалиновые метасоматиты темно-серые и черные (*а*), серые и светло-серые (*б*); *10* — кварц-турмалиновые брекчии; *11* — четвертичные отложения; *12* — контакты: *а* — интрузивных тел, вулканогенных и осадочных пород, *б* — метасоматитов; *13* — разрывные нарушения (наиболее крупные); *14* — контур положительной аэромагнитной аномалии (изолиния 2,5 млЭ); *15* — точки вскрытия медной минерализации горными выработками.

явления, естественно, в меньших масштабах отмечаются и на рудопроявлениях, залегающих среди гранитоидов (Эрдэнэтуин-Обо, Шанд [Меднорудные формации МНР, 1985]).

Некоторые особенности геохимических полей рудных участков. Формирование геохимических полей концентрирования, включая рудные скопления, на молибден-медно-порфировых проявлениях определяется мощными многостадийными процессами метасоматического преобразования пород и сопряженного гидротермального отложения. На большинстве объектов МНР эти процессы изучены очень слабо. В Эрдэнэтском рудном узле отмечены метасоматиты кварц-полевошпатовой («калишпатизированные» породы), кварц-серицитовой, аргиллизитовой и пропилитовой формаций [Меднорудные формации МНР, 1985]. На отдельных рудопроявлениях развиты кварц-турмалиновые метасоматиты. Главный объем рудоотложения связывается с серицит-кварцевым замещением и серицитовой фацией сопряженного осаждения.

Для Центрально-Монгольского района характерны практическое отсутствие калишпатизации и исключительно широкая распространенность турмалиновых фаций метасоматитов. На Баянульском участке (см. рис. 4) площадь метасоматических пород составляет около 40 км^2. Ансамбль околорудных метасоматитов объединяет формации кварц-серицит-турмалиновых метасоматитов с турмалиновой фацией сопряженного осаждения; пропилитов эпидот-хлоритовой и эпидот-актинолитовой фаций; кварц-полевошпатовую (биотит-кварц-альбитовых метасоматитов) и аргиллизитов глинистой и гидрослюдистой фаций. Основные тенденции изменения щелочно-металлности в ходе метасоматических преобразований пород показаны на рис. 5. Обращают на себя внимание

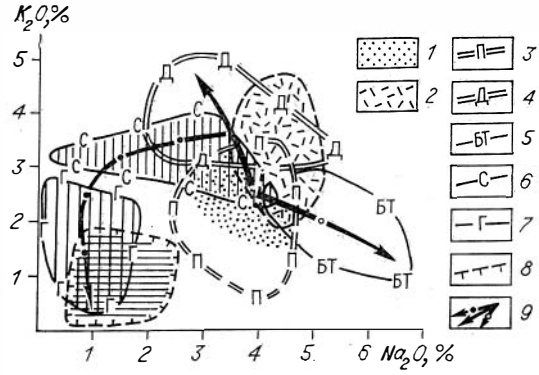


Рис. 5. Схематическая диаграмма состава гидротермально-метасоматических образований Баянульского участка.

1 — слабоизмененные породы андезитового состава; *2* — слабоизмененные порфировые интрузии; *3* — эпидот-хлоритовые пропилиты; *4* — эпидот-актинолитовые пропилиты; *5* — биотит-кварц-альбитовые метасоматиты; *6* — кварц-серицитовые метасоматиты; *7* — аргиллизиты (верхняя часть поля отвечает гидрослюдистым аргиллизитам); *8* — кварц-турмалиновые метасоматиты; *9* — главные тренды.

разнонаправленные тренды биотит-кварц-альбитовых метасоматитов и пространственно сопряженных с ними пропилитов эпидот-актинолитовой фации. В сечении рудно-магматической системы, соответствующем ряду кварц-серицитовые метасоматиты — аргиллизиты — эпидот-хлоритовые пропилиты, преобладают обычные для кислотного выщелачивания тенденции изменения состава.

С областью метасоматических преобразований совпадает комплексное геохимическое поле концентрирования. В нем установлено пятикратное и более повышение концентраций B, Sn, Mo, Cu, Bi, Zn, Pb, Ag, Sb, As относительно фона. Наиболее контрастны аномалии Bi, ($K_к$ до 2000), Ag ($K_к$ до 400), As и Pb ($K_к$ до 120). Намеченный по первым данным ряд зональности элементов-индикаторов (Sn, Mo, Cu) — (Ag, Zn, Pb) — (Bi, As, Sb) в целом близок к обычному для медно-порфировых месторождений [Барсуков и др., 1981]. Нестандартен в нем необычно широкий ореол висмута. Последний вместе с бором и мышьяком образует региональные аномалии площадью до 100 км^2 и более, охватывающие практически всю площадь рудного поля.

Выводы. Известное молибден-медно-порфировое оруденение Северной и Центральной Монголии занимает вполне определенную позицию в структуре зонального ареала магматизма мезозойской Монголо-Охотской внутриконтинентальной зоны. Геологически и, по-видимому, генетически оно связано тесно с раннемезозойскими трахибазальт-трахиандезитовыми ассоциациями зоны магматизма повышенной щелочности, обрамляющей Дауро-Хэнтэйское поднятие. Имеющийся эмпирический материал дает основания связывать формирование порфировых интрузий и оруденения с процессами внутрикоровой дифференциации диоритовой магмы, возникающей на заключительных стадиях становления вулканических ассоциаций. Представляется, что генерация такой магмы происходит при плавлении подкорового субстрата под воздействием потоков ювенильных флюидов.

Многоплановые взаимосвязи вулканического и порфирового магматизма свидетельствуют о целесообразности выделения и анализа объединяющих эти явления крупных рудно-магматических систем, подобных выделенным для латитов Забайкалья [Таусон, 1982].

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений.— М.: Наука, 1981.— 317 с.

Геология Монгольской Народной Республики.— М.: Недра, 1973.— Т. 2.— 751 с.

Геология Монгольской Народной Республики.— М.: Недра, 1977.— Т. 3.— 703 с.

Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии.— М.: Наука, 1974.— 72 с.— (Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-иссл. геол. экспедиции; Вып. 8).

Кепежинскас В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР) // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1970.— Вып. 5.— С. 57—67.

Классификация и номенклатура магматических пород.— М.: Недра, 1981.— 160 с.
Коваль П. В., Ариунбилэг С., Долгань Ф. В. и др. Первая находка медно-порфировой минерализации в районе сомона Дэлгэрхан (Центральная Монголия) // Докл. АН СССР.— 1985.— Т. 280, № 2.— С. 430—435.
Коваль П. В., Гэрэл О. Вулканогенные ассоциации районов медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.— С. 69—93.
Коваль П. В., Гэрэл О., Смирнов В. Н. Ассоциация порфировых интрузий Эрдэнэтского района // Вопросы геологии и полезных ископаемых Центральной и Восточной Монголии: Тез. докл. III научной конф. Керуленской межвузовской геол. экспедиции.— Улан-Батор, 1982.— С. 15—17.
Коваль П. В., Гэрэл О., Смирнов В. Н., Цэдэн Ц. Порфировые интрузии Эрдэнэтского рудного узла (петрография и химический состав) // Вопросы геологии и металлогении Монголии.— Улан-Батор (в печати).— (Тр. III науч. конф. Керуленской межвузовской геол. экспедиции).
Коваль П. В., Якимов В. М., Найгебауэр В. А., Горегляд А. В. Региональная петрохимия мезозойских интрузий Монголии.— М.: Наука, 1982.— 207 с.
Кривцов А. И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. —М.: Недра, 1983.— 256 с.
Меднорудные формации МНР/Сотников В. И., Берзина А. П., Жамсран М. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 223 с.
Михайлов Э. В., Шабаловский А. Е. О рудоконтролирующем значении поперечных и диагональных разломов в Восточной и Центральной Монголии // Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики.— М.: Наука, 1971.— С. 142—147.— (Тр. Совместной Сов.- Монгол. науч.-иссл. геол. экспедиции; Вып. 4).
Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я., Томуртогоо О. Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии (стратиграфия, петрографический и петрохимический состав) // Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение.— М.: Наука, 1973.— С. 84—106.— (Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-иссл. геол. экспедиции; Вып. 7).
Нагибина М. С., Антипов М. П., Бадамгарав Ж. О возрасте вулканогенных толщ Центральной Монголии // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1976.— № 11.— С. 38—49.
Сотников В. И., Берзина А. П., Скороходов В. Н. Металлогения меди и молибдена Монгольской Народной Республики.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.— С. 9—18.
Таусон Л. В. Геохимия и металлогения латитовых серий // Геология рудн. месторождений.— 1982.— Т. 24, № 3.— С. 3—14.
Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Мезозойский вулканизм // Континентальный вулканизм Монголии.— М.: Наука, 1983.— С. 158—169.— (Тр. Совместной Сов.-Монгол. науч.-иссл. геол. экспедиции; Вып. 36).
Хасин Р. А., Маринов Н. А., Хурц Ч., Якимов Л. И. Медно-молибденовое месторождение Эрдэнэтуин-Обо в Северной Монголии // Геология рудн. месторождений.— 1977.— № 6.— С. 3—15.
Peccerillo A., Taylor S. R. Geochemistry of Eocene calkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contrib. Miner. Pet.— 1976.— Vol. 58, N 1.— P. 63—81.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов, Ф. Г. Губайдулин, В. А. Кормушин

МОДЕЛИ ТИПОВЫХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

На примере хорошо изученных редкометалльных месторождений Казахстана авторами исследовались главные рудные формации и построены их модели. Первая стадия моделирования охарактеризована ранее [Щерба и др., 1983].

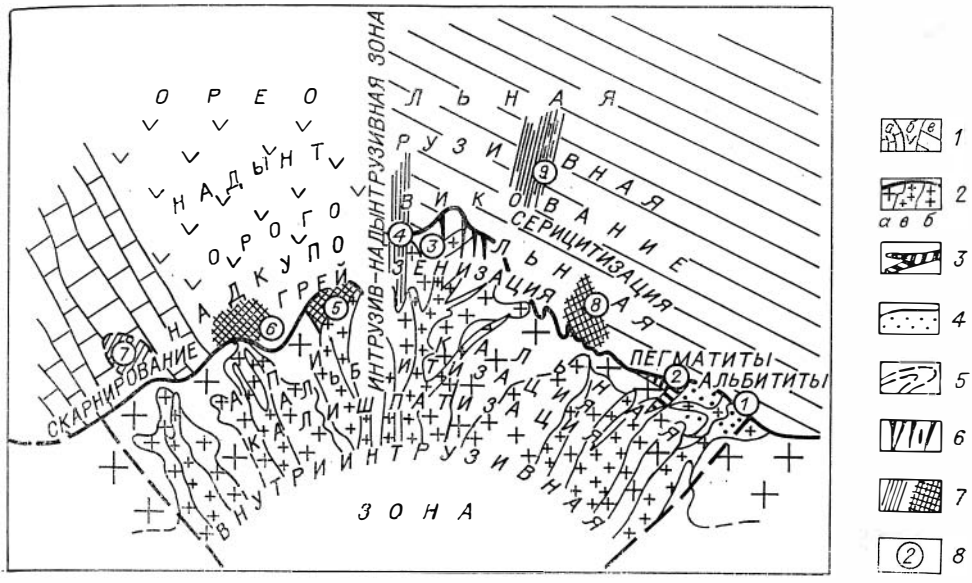


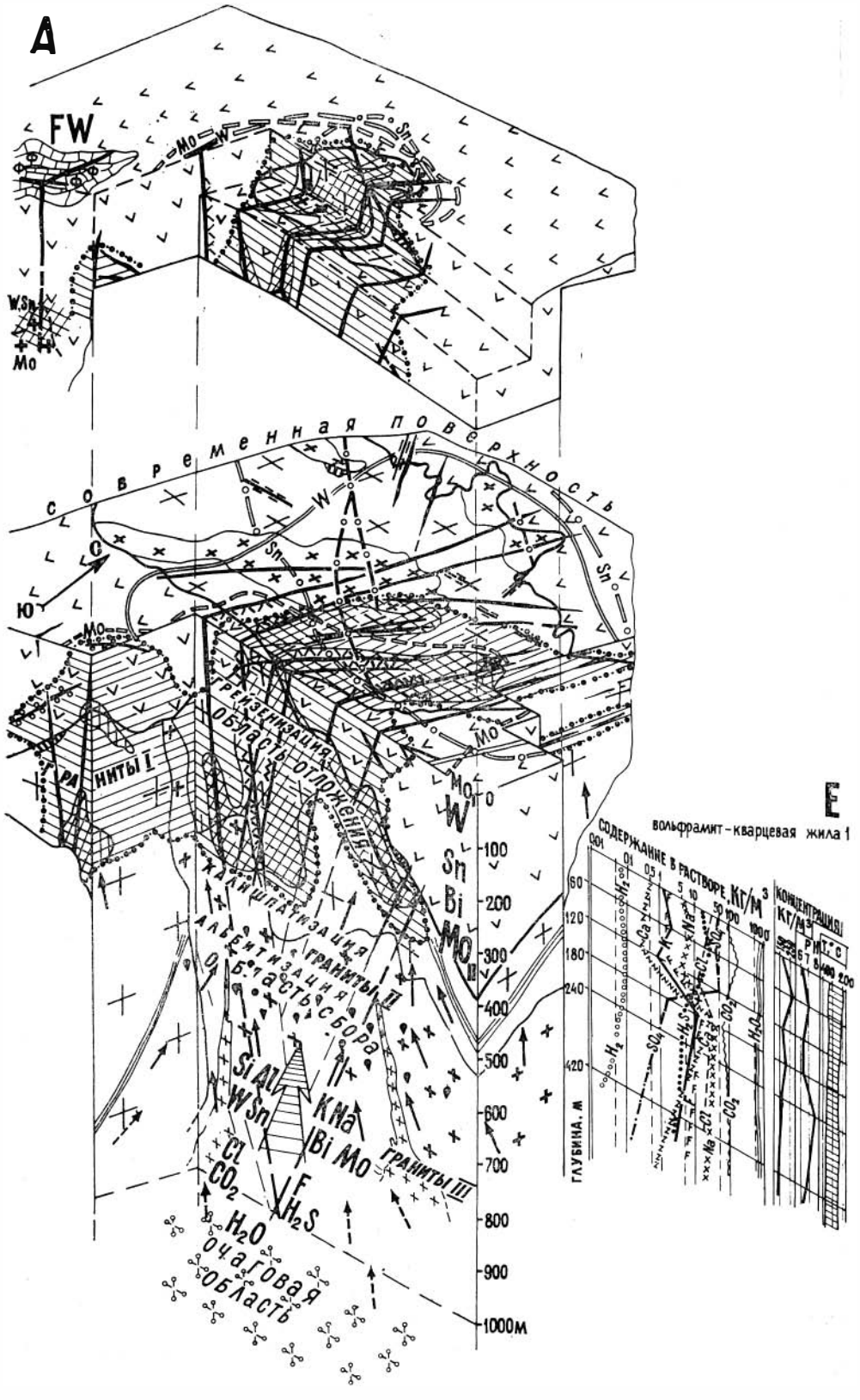
Рис. 1. Схема размещения редкометалльного оруденения в системе интрузив — вмещающая среда.

1 — вмещающие породы: *а* — карбонаты, *б* — вулканиты, *в* — песчано-сланцевые; *2* — граниты I (*а*), II (*б*), III (*в*) фаз; *3* — пегматиты; *4* — альбититы; *5* — скарны; *6* — рудные жилы; *7* — штокверки; *8* — основные редкометалльные формации (1 — тип Лосевки, 2 — Бакенного, 3 — Акчатау, 4—Байназара, 5 — Караобы, 6 — Коктенколя, 7 — Катпара, 8 — Богуты, 9 — Верхнее Кайракты).

Основные формации размещаются на определенных пространственно-временных структурных уровнях земной коры. Из них наиболее важные — гранитоидно-плутоногенные уровни каледонского и герцинского циклов, занимающие верхнюю часть метагранитного слоя и внутреннюю — вулканогенно-осадочного, располагаясь на глубинах 1,5—5 км. Формации гиповулканогенного уровня (пропилитовые) связаны с вулканотектоническими структурами центрального типа, экструзиями, жерлами, субвулканическими интрузиями (см. рис. 5). Рудообразование происходило на глубине не свыше 1—2 км в высокоградиентных P — T-условиях. Кислые растворы поступали из корневых частей и генерировали молибденовое и медно-молибденовое «порфировое» оруденения.

Более важные группы формаций — гранитоидно-плутоногенные. Рудоносные интрузии многофазные — до 3—4 фаз, каждая из которых генерирует свое оруденение. Массивы имеют специфические куполовидные выступы, что предопределяет коническую объемную форму рудосбора. По составу это ультракислые и субщелочно-кислые интрузии, специализированные на редкие металлы и характеризующиеся повышенными содержаниями летучих. Относительно материнской интрузии выделяются несколько зон и подзон локализации оруденения [Граниты и метасоматиты..., 1981; Лаумулин, 1977; Щерба и др., 1983]: интрузив-надынтрузивная (ИНЗ) и околоинтрузивная. Первая подразделяется на подзоны — внутриинтрузивную, апикальную, надкупольную и ореольную (рис. 1). Здесь проявлены редкометалльные формации: пегматитовая олово-тантал-ниобиевая калбинского типа, эпимагматическая тантал-ниобий-цирконий-редкоземельная типа Лосевки, Верхнего Оспе; грейзеново-кварцево-жильная комплексно-редкометалльная типов Акчатау, Караобы, Байназара, Коктенколя; скарново-карбонатно-грейзеновая вольфрам-олово-молибден-фторная типа Акмаи — Катпара; кварцево-жильная преимущественно вольфрамовая типов Богуты, Верхнего Кайракты [Щерба и др., 1983].

На новом этапе исследования осуществлялись методом составления геолого-генетических стереомоделей, построенных на основе углубленного изучения структур и физико-химических условий (рис. 2) и последующей


A
FW
Mo
W
Sn
WSn
Mo
современная поверхность
С
Ю
Mo
W
Sn
Sn
Mo
Mo
ГРАНИТЫ I
ОБЛАСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ
ГРЕЙЗЕНИЗАЦИЯ
Mo
W
Sn
Bi
Mo
0
100
200
300
400
500
600
700
800
900
1000м
ГЛУБИНА, м
АЛЬБИТИЗАЦИЯ
ГРАНИТЫ II
ОБЛАСТЬ СБОРА
Si Al
W Sn
Cl
CO2
H2O
F
H2S
Ka
Bi Mo
ГРАНИТЫ III
очаговая область
Б
вольфрамит-кварцевая жила 1
СОДЕРЖАНИЕ В РАСТВОРЕ, КГ/М3
КОНЦЕНТРАЦИЯ, КГ/М3
Т°С
0,67
0,80
2,00

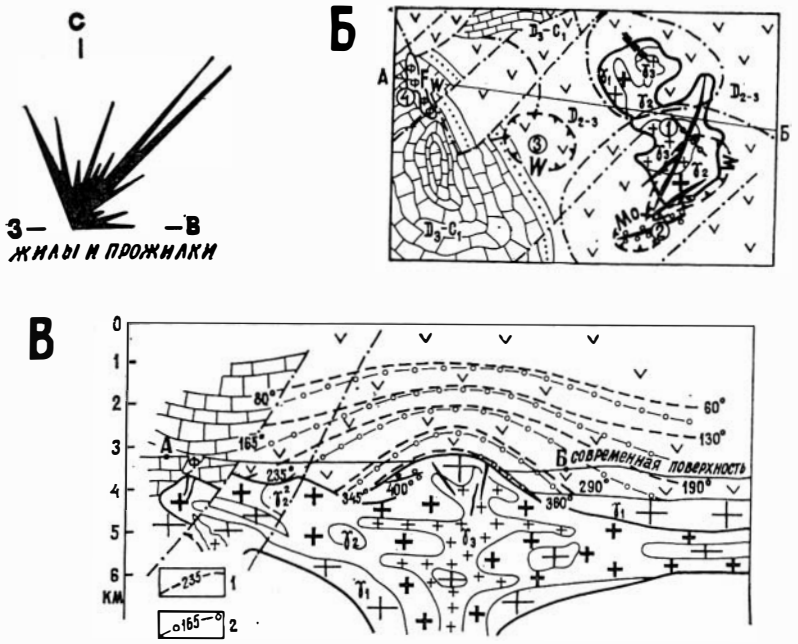


Рис. 2. Геолого-генетическая стереомодель Карабобы.

А —модель (блок-диаграмма); *Б* — геология рудного поля (1—4 — участки: 1 — Центральный, 2 — Молибденовый, 3 — Западный, 4 — Солнечное); *В* — геолого-геофизический разрез с изотермами прогрева вмещающих пород: *1* — после внедрения гранитов I фазы, *2* — после внедрения гранитов II фазы; *Г* — последовательность и физико-химические параметры рудообразования; *Д* — тип взаимодействия в системе, интервалы продуктивности; *Е* — состав и поведение компонентов минералообразующего раствора (жила 1).

Принятые сокращения: Аб — альбит, Би — биотит, Ви — висмутин, Вф — вольфрамит, Гл — галенит, Кв — кварц, Кз — козалит, Кл — клевеландит, Кпш — калишпат, Кр — карбонаты, Кс — касситерит, Мо — молибденит, Му — мусковит, Пи — пирит, Сл — слюды, Сф — сфалерит, Тн — танталит, Тп — топаз, Ту — турмалин, Фл — флюорит, Хл — хлорит, Хл — халькопирит, Цл — цеолиты.

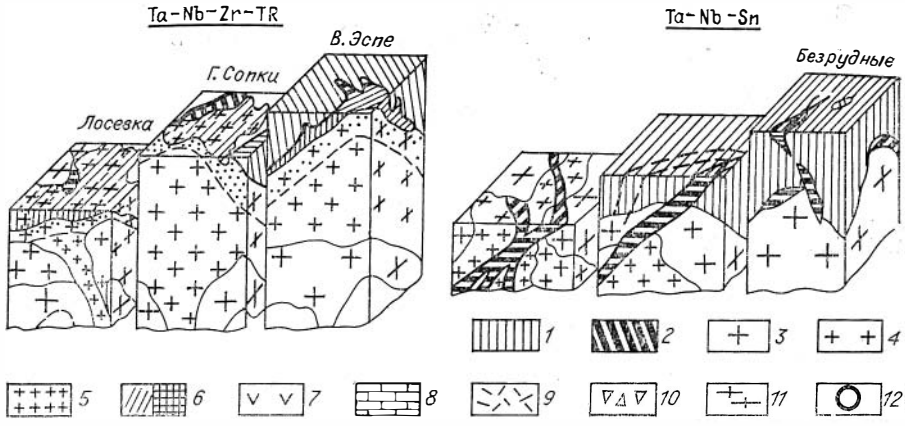


Рис. 3. Упрощенные модели типовых моделей эпимагматических и пегматитовых групп формаций.

1 — вмещающие песчано-сланцевые образования; *2* — пегматиты; *3—5* — граниты I (*3*), II (*4*), III (*5*); *6* — рудные тела; *7* — эффузивы; *8* — известняки; *9* — некк; *10* — γδ-порфиры; *11* — порфироиды; *12* — перспективные участки.

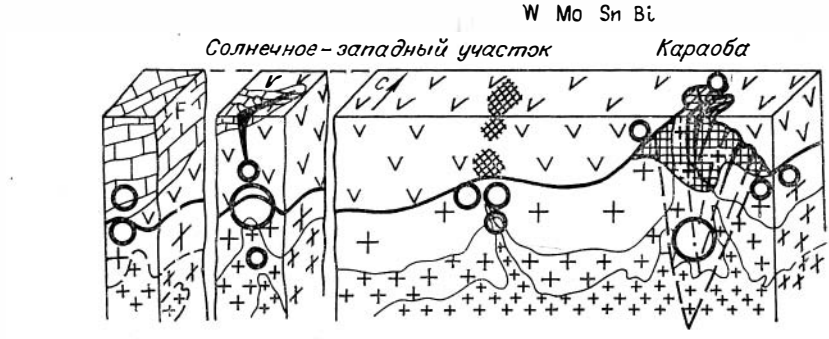


Рис. 4. Упрощенные модели комплексных грейзеново-кварцево-жильных формаций с элементами прогноза. Усл. обозн. см. на рис. 3.

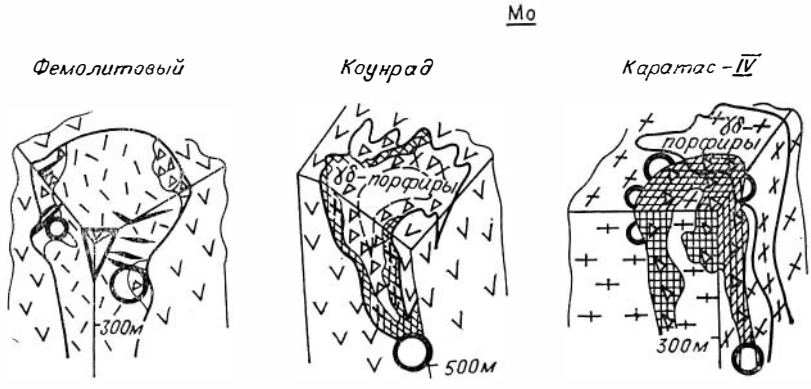


Рис. 5. Модели и прогноз молибденового оруденения в типовых объектах. Усл. обозн. см. на рис. 3.

схематизации (рис. 3—5). Каждая модель является синтезом всего комплекса данных.

В качестве примера приведена модель Караобы (см. рис. 2). Модель включает сведения о развитии всей рудообразующей системы (рис. 2, *В*), положение объекта в структуре рудного поля (рис. 2, *Б*). Основная информация заключена в объемном блоке непосредственно самого месторождения (рис. 2, *А*), где отражены: геологическое строение, развитие рудо-

носных структур, связь с магматизмом, постмагматические процессы, их направленность, продукты минерализации, источники рудного вещества, роль определенных элементов в колонке, физико-химические условия рудообразования, геохимическая и рудная зональность, продуктивность на редкие металлы и др.

Уровни рудообразования. Из суммы полученных данных по конкретным геолого-генетическим стереомоделям редкометалльных объектов Казахстана гранитоидно-плутоногенного уровня рудообразования можно сделать вывод, что в его пределах работает единая пространственно-временная физико-химическая система интрузив—вмещающая рама. Эта система возникает в период заполнения магматическим расплавом камеры будущего плутона. Внутри системы выделяются три зоны, различающиеся положением по отношению к интрузии и характером развития процессов.

Внутриинтрузивная зона ограничивается самой интрузией. Кристаллизация расплава, сопровождаемая его ликвацией, фракционной дифференциацией и расслоением нескольких порядков [Граниты и метасоматиты..., 1981; Металлогенические провинции..., 1983], приводила к выделению и обособлению флюидного тепломассопотока в прикупольных участках, где происходили отделение летучих, распад соединений и начальное рудоотложение. Оруденение обычно рассеянное, слабое. Развитие постмагматических процессов часто ограничивалось областями сбора дистиллятов. Иногда формируются объекты грейзеново-кварцево-жильного типа (тип Восточного Коунрада).

Интрузив-надынтрузивная зона как самостоятельная система выделена ранее [Геотектоногены..., 1972, 1973; Лаумулин, 1977; Щерба и др., 1983]. Эта система — основная область гранитоидно-плутоногенного уровня, в которой концентрируется главная масса постмагматического редкометалльного оруденения в связи с ультракислыми гранитоидными интрузиями, это область разгрузки растворов. Наиболее развиты в системе продукты грейзеновой, грейзеново-кварцево-жильной (типы Акчатау, Караобы, Байназара) и кварцево-жильной (типы Коктенколь, Батыстау) формаций. Они обычно занимают всю систему ИНЗ, но главная, продуктивная часть колонки располагается в пределах апикальной и надкупольной подзон. В интрузиях повышенной натриевой щелочности появляются объекты альбитит-грейзеновой модели (типы Карасу, Нураталды), а в контрастных средах — в надкупольной зоне скарново-карбонатно-грейзеновой (типы Солнечного, Катпара и др.).

Надынтрузивная зона в качестве самостоятельной выделяется лишь в случае выхода основной части рудопродуктивной системы за пределы интрузии на расстояние до 1,5—2 км. Здесь главное значение приобретают кварцево-жильные штокверки (тип Верхнего Кайракты).

Параметры моделей плутоногенного уровня рудообразования обычно зависят от размеров системы ИНЗ, глубины становления интрузий, формы и размеров выступов массивов, а также структуры растворопроводящих трещинных систем.

Последовательность рудообразования представлена на рис. 2. Модели свойственны четкая направленность, стадийность, ритмичность. Материнская интрузия многофазна (2—4 фазы), с широким развитием внутрифазных инъекций, субфаций, нескольких генераций даек, тел пегматитов и постмагматических продуктов. В завершающую стадию все большее значение приобретают остаточные расплавные очаги в корневых, утолщенных частях плутонов, обеспечивающие необходимые P — T-градиенты для продвижения флюидных потоков.

В системе ИНЗ (см. рис. 1) по типу взаимодействия раствор — порода выделяются три последовательных этапа. Щелочной характерен для альбитит-грейзеновой, иногда кварцево-жильной, грейзеновой и грейзеново-кварцево-жильной моделей. Калишпат-альбитовые метасоматиты, слюды и жилы выполнения того же состава часто несут оруденения тантала, ниобия, олова, редких щелочей и др.

Кислотный этап — главный рудообразующий в грейзеновой и грейзеново-кварцево-жильной моделях. Он отличается широким набором последовательных генераций ореольных и трещинных грейзенов жил и прожилков выполнения, несущих главную массу руд молибдена, вольфрама, олова, висмута и других металлов. В грейзенах наряду с метасоматической часто фиксируются пульсационная зональность, иногда телескопированность продуктов, особенно типичные для жил выполнения. Главные породообразующие минералы этапа — кварц и топаз. В породах повышенной основности (скарново-карбонатно-грейзеновая модель) к ним добавляются селлаит, флюорит (в карбонатных средах), тремолит и актинолит (в мафитах и ультрамафитах). Обычны полости выщелачивания и занорыши с коллекционными кристаллами и друзами жильных и рудных минералов.

В кислотно-основной этап, часто отделяющийся от кислотного внутриинтрузивными телами (штоками, дайками) гранитов повышенной натриевой щелочности (альбитовые граниты), продолжали формироваться грейзены и жилы, сначала слюдяной ветви с рудной минерализацией (W, Sn, Bi, а также сульфиды цветных металлов), а затем разнообразные грейзены, кварцевые и сульфидно-кварцевые жилы и прожилки. В конце этапа проявлены локальные процессы с развитием зон, пятен, агрегатов, псевдоморфоз моно- или полиминерального состава из сочетаний калишпата, альбита, хлорита, серицита, эпидота, карбонатов, флюорита, цеолитов, кварца и др. (ореольная подзона). В мезо-кайнозое при вскрытии руд формировались глинисто-слюдистые, кремнистые коры выветривания и россыпи с остаточными рудами Te, Nb, Sn, W, Zr, TR.

Состав растворов. Исследования состава рудоносных растворов по включениям в минералах показали следующее. Состав и агрегатное состояние флюидов со временем менялись (см. таблицу). Вначале они были существенно газовые, высокоплотные. Из летучих преобладал углекислый газ. Характерны высокие температуры (до 550—650°С) и давления до 300—400 МПа, обилие щелочей при переменной роли K и Na; концентрация солей достигала 400—600 кг/м³. Происходили автолизия и автометасоматоз гранитов (объемная калишпатизация, альбитизация); продукты широко представлены в корневых частях ИНЗ.

По мере продвижения потоков флюидов в апикальную, а затем в надкупольную части ИНЗ, в их составе все большее значение приобретали кислотные компоненты — CO_2, H_2S, Cl и особенно F. Растворы продолжали оставаться высокоплотными, постепенно переходили в жидкую фазу. Концентрация солей оставалась высокой (до 350—450 кг/м³), преобладали кремний (кварцевые грейзены и жилы), часто с алюминием (топаз-кварцевые грейзены и жилы выполнения), характерно обилие рудных компонентов — W, Sn, Mo, Bi и др. Температуры формирования рудных тел были достаточно высокие — 480—340°, давление снижалось от 200 до 100—80 МПа.

Формулы минералообразующих растворов

Месторождение	T, °С	P, МПа	Формула, кг/м³
1	410—250	90—60	$497H_2O\frac{8{,}7K^+ 8{,}5Ca^{2+} 7{,}4Na^+ 1{,}3Mg^{2+}}{41Cl^- 12HCO_3^- 11F 1{,}8SO_4^{2-}}171CO_2\ 29H_2S\ 4{,}2CH_4$
2	380—350	70—60	$637H_2O\frac{28{,}2Na^+ 10{,}9K^+ 3{,}0Ca^{2+} 2{,}4Mg^{2+}}{36{,}8HCO_3^- 27{,}5Cl^- 11{,}9F^- 5{,}4SO_4^{2-}}31{,}5CO_2 4{,}2H_2S 5{,}0CH_4$
3	350—270	100—50	$679H_2O\frac{23{,}4K^+ 13{,}1Na^+ 5{,}8Ca^{2+} 0{,}2Mg^{2+}}{74{,}8Cl^- 16{,}3HCO_3^- 4{,}5F^- 1{,}8SO_4^{2-}}193CO_2\ 29{,}9H_2S \times \times 15{,}1CH_4\ 3{,}5CO$

Примечание. 1—3 — месторождения: 1 — Верхнее Кайракты, I рудная стадия (надынтрузивная подзона); 2 — Караоба (апикальная подзона); 3 — Байназар (апикальная подзона). Рудные и некоторые породообразующие компоненты не показаны.

На верхних уровнях температура снижалась от 270—250 до 70—60°С и давление — до 30—20 МПа и ниже. Растворы становились близнейтральными, слабоминерализованными (до 100—70 кг/м³). Наблюдаются частая смена их состава и явления регенерации ранее отложенного рудного материала. В ореолах процессы проходили при более низких параметрах T и P и относительно невысоких концентрациях (см. таблицу). От ранних формаций и стадий к поздним состояние растворов изменялось от расплавов-растворов, обогащенных Ta, Nb, Sn, TR, через плотные газовые к жидким. Поздние растворы кислотной стадии с летучими были обогащены Mo, W, Sn, Bi и др., в кислотно-основную стадию — Mo, Bi, Pb, Zn, Cu. Многоэтапность рудоотложения обусловлена многофазностью интрузий, затем ритмичностью трещинообразования, отсюда пульсационность поступления растворов, образование десятков генераций в температурном поле остывающей интрузии.

Результаты моделирования. Ниже приведено краткое описание конкретных редкометалльных формаций (см. рис. 2—5).

Пегматитовая группа формаций характеризуется связью с аляскитовой и альбит-гранитовой сериями гранитоидов. Остаточные расплавы обогащены летучими, щелочами и металлами — танталом, ниобием, оловом. Продуктивность достигается при высокой дифференцированности магматитов, наложении щелочного метасоматоза, грейзенизации, многокорневитости магматической системы; параметры P и T высокие.

В эпимагматических формациях минерализация рассеянная, проявлена в объеме самих куполов или в телах поздних фаз альбититовых гранитов, дайках. Свойственны щелочно-галоидный метасоматоз и специализация на тантал, ниобий, цезий, редкие земли; также высоки P — T-параметры.

В грейзеново-кварцево-жильной формации типа Караобы отмечается приуроченность оруденения к куполам рудоносного гранитного массива и местам расположения глубоких подводящих каналов плутона (см. рис. 2). Наследуются элементы ранней вулканотектонической структуры. Рудная структура составлена встречнопадающими продольными системами трещин с фокальной областью на глубине ~1 км от кровли массива, а также пологими приконтактовыми трещинами отслоения и контракции. Их пересечение — области рудоконцентрации. Рудолокализующая система — раструб или перевернутый конус. Растворы производили объемную калишпатизацию, альбитизацию и грейзенизацию, по пути дополнительно экстрагировали рудное вещество из гранитов интрузива (область сбора). Попадая в граничные высокоградиентные условия, растворы отлагали свой груз.

После объемного метасоматоза процессы замещения локализовались в трещинных зонах, возникали тела грейзенов. Грейзенизация протекала при температуре 480—390°С и давлении 160—80 МПа из существенно кислотных растворов (CO_2, H_2S и F). Растворы высокоплотные, переходили в жидкую фазу (см. таблицу) с концентрацией солей 450 кг/м³. В открывающихся трещинах формировались кварцевые жилы выполнения. Температуры сохранялись высокими (420—240°С), давление снижалось от 200 до 80 МПа. На графике (см. рис. 2, Д) показаны замерные параметры формирования Mo, W, Sn оруденения. Зональность от центра к периферии: Mo, Bi, W, Sn, Pb, Zn и Ag. Внизу преобладает Mo, в середине — Sn, Bi, вверху — W.

Скарново-карбонатно-грейзеновая формация (тип Катпара) возникала при развитии рудного процесса в контрастной для гранитов карбонатной среде надкупольной подзоны [Щерба и др., 1983]. Метасоматические и рудные процессы первоначально протекали в самом гранитном массиве, а затем распространялись вверх во вмещающие породы. Сначала происходили ороговикование, мраморизация и скарнирование.

Формирование руд связано с воздействием летучих компонентов и прежде всего фтора. Происходила грейзенизация. После отложения вольфрама (в виде шеелита) освободившийся фтор связывался во флюорите (Солнечное), топазе и слюдах. Вольфрамовый тип Акмаи — Катпара в карбонатных породах и скарнах в случае Катпара обладает специфичностью оруденения из-за зараженности вмещающих пород фамена Fe, Mn, Pb, Zn, S, вплоть до образования отдельных обогащенных прослоев (минерализация атасуйского типа). Происходила регенерация сульфидного и окисного оруденения, появился ряд новых минералов. Рудный процесс начинался в конце скарнообразования при 560—420°С, максимально проявился в грейзеновый этап (430—330°С, давление 150—70 МПа) и завершился в гидротермальную стадию (380—160°С, давление 80—50 МПа). Рудные тела имеют форму столбов, линз и неправильных залежей над выступами массивов гранитоидов. В самих гранитах рудоносны грейзены и кварцевые жилы с молибденитом.

Реконструкция разреза позволяет оценить первоначальную глубину залегания кровли массива в пределах 2 км, вертикальный размах оруденения более 350—400 м.

Примером более удаленной от интрузии зоны является к в а р ц е в о - ж и л ь н ы й т и п Верхнего Кайракты [Щерба и др., 1983]. Оруденение приурочено к зонам повышенной проницаемости в терригенных породах. Соответственно понижены P — T-параметры. Состояние растворов существенно жидкое, увеличен вертикальный диапазон оруденения. Состав руд существенно вольфрамовый с висмутом и молибденом, небольшой набор жильных и рудообразующих компонентов, околорудные изменения — серицитизация.

На основании стереомоделей представилась возможность построить прогноз как для типовых, так и для других месторождений и рудных полей, определить площади для доразведки, наметить новые благоприятные участки. Сравнение вновь открытых объектов с эталонными моделями позволяет отнести их к определенным рудным формациям (типам) и тем самым предварительно оценить перспективы (качественный прогноз), а изучение зональности и размаха рудной минерализации помогает оценить масштабы оруденения (количественный прогноз).

Расчеты по разным моделям позволили прогнозировать увеличение ресурсов примерно на 30%. Моделирование может помочь при планировании и проведении геолого-разведочных работ, оценке малоизученных проявлений.

ЛИТЕРАТУРА

Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение.— Алма-Ата: Наука.— Т. 1.— 1972.— 218 с.; Т. 2.— 1973.— 292 с.

Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1981.— 200 с.

Лаумулин Т. М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1977.— 200 с.

Металлогенические провинции и пояса Казахстана.— Алма-Ата: Наука, 1983.— 240 с.

Щерба Г. Н., Лаумулин Т. М., Кудряшов А. В. и др. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 2.— С. 3—14.

И. Н. Томсон, О. П. Полякова, В. П. Полохов

О ДВУХ ГЛУБИННЫХ МОДЕЛЯХ СТРОЕНИЯ ПОЛИХРОННЫХ ОЛОВОРУДНЫХ УЗЛОВ ПРИМОРЬЯ

Сравнение ряда месторождений, находящихся на различных уровнях эрозионного среза, а также глубокое вскрытие промышленных объектов горными выработками и скважинами позволили выяснить ряд важных закономерностей их глубинного строения.

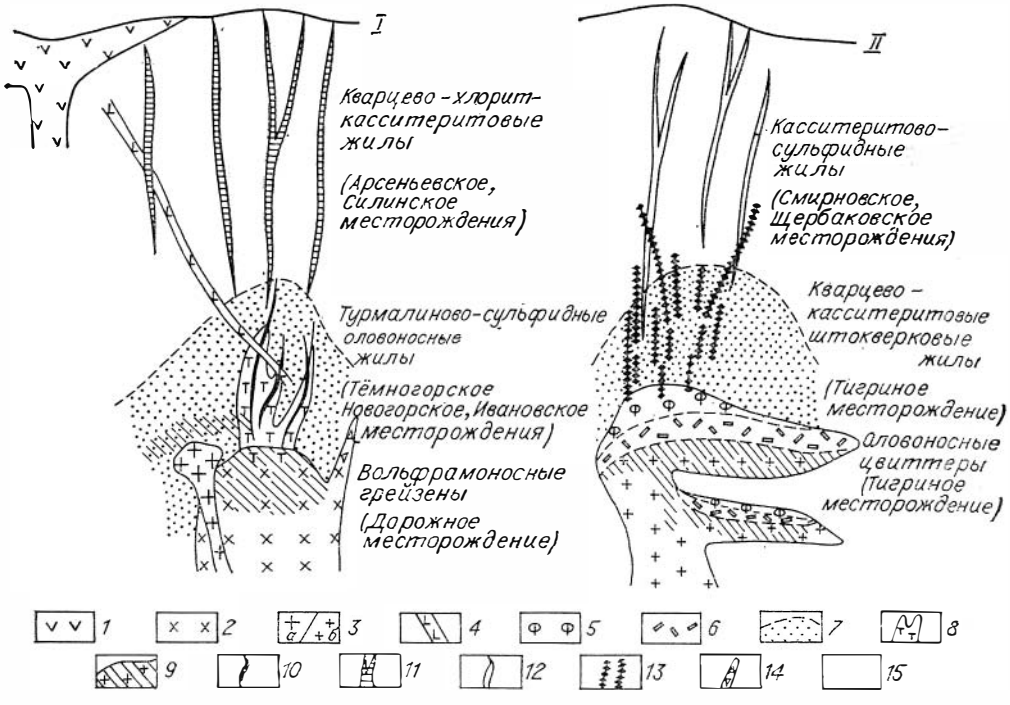
Большинство месторождений залегает в мезозойской терригенной толще и на современном уровне среза сопровождается дайками. Однако в глубинных частях обнаруживаются «куполы» биотитовых метасоматитов и на еще более глубоком уровне — штоки гранитоидных пород. Необходимо отметить, что над штоками лейкократовых гранитов располагается одна группа типов оловянного оруденения, а над гранодиорит-порфирами монцонитоидного характера — другая.

Еще одним основополагающим выводом является установление полихронного характера разных типов оловянного оруденения, в том числе тех, которые располагаются друг над другом в одной вертикальной колонне [Гладков и др., 1981; Томпсон и др., 1983]. Более того, разобщение разновозрастных типов оловянного оруденения в различных глубинных ярусах закономерно и может быть положено в основу реконструкции глубинных моделей оловорудных узлов. Ниже мы охарактеризуем две независимые модели глубинного строения оловорудных узлов, одна из которых «опирается» на глубине на гранодиоритовые штоки, а другая — на гранитные. Первая модель, которую мы ранее считали единственной, была уже охарактеризована нами в печати [Томсон и др., 1981, 1983].

Прежде чем перейти к описанию моделей, кратко осветим общие черты геологии и металлогении региона.

За длительную историю геологического развития Приморья сформировались структурные этажи, разделенные поверхностями регионального несогласия. Нижний этаж сложен метаморфическими толщами основания, которые вскрываются лишь местами (на мысе Мраморном и на юге Приморья). Толщи геосинклинального структурного этажа включают терригенные складчатые, местами вулканогенно-кремнистые и карбонатные отложения верхнего палеозоя — нижнего мела включительно. Этаж периода орогенной активизации включает толщу наземных вулканитов и вулканогенно-осадочных отложений верхнего мела — эоцена. И наконец, имеющие ограниченное распространение эоцен-олигоценовые осадочно-вулканогенные впадины и миоценовые вулканиты образуют верхний структурный этаж этапа рифтогенной активизации.

Максимальное развитие процессы рудной минерализации получили в Приморье в период орогенной активизации. Именно тогда и образовалось все продуктивно-оловянное оруденение. Установлено, что оловянное оруденение проявлялось неоднократно. К раннему этапу (82—84 млн. лет) можно отнести развитие оруденения грейзенового типа (Тигриное и другие месторождения). Следующий этап проявился в конце мела — начале палеоцена и привел к образованию касситерит-силикатного оруденения турмалиново-колчеданного типа с рудами, содержащими сульфидные формы олова (Зимнее, Темногорское и другие месторождения). Эта минерализация обычно располагается среди биотитовых метасоматитов. Эоценовый этап оловянной минерализации ознаменовался в основном образованием кварцево-хлорит-сульфидных рудных тел, которые залегают в терригенных толщах над фронтами биотитизации (Силинское, Хрустальное и другие месторождения). Есть также некоторые основания предполагать более молодой возраст жил и зон вкрапленной серебро-полиметаллической минерализации с оловом, располагающейся в вулканитах (Красногорское месторождение). Сопоставление различных



Глубинные модели оруденения.

1 — вулканиты мелового—палеогенового возраста; *2* — гранодиорит-порфиры меловые; *3* — лейкократовые граниты (*а* — эоценовые, *б* — меловые); *4* — дайки диоритовых порфиритов; *5* — фельзиты; *6* — пегматиты; *7* — биотититы; *8* — турмалиновые метасоматиты; *9* — грейзены; *10* — касситерито-колчеданный тип минерализации; *11* — касситерит-хлорит-кварцевые жилы; *12* — касситерит-сульфидные жилы; *13* — кварцево-касситеритовая прожилковая минерализация; *14* — эксплозивные брекчии; *15* — терригенные толщи.

оловорудных полей Приморья, находящихся на различных уровнях эрозионного среза, позволяет подметить вертикальную разобщенность разновозрастной и разнотипной оловянной минерализации по отношению к фронтам метасоматоза или к поверхностям раздела структурных этажей.

Сравнительно недавно установлен факт сосуществования полихронной многоэтапной оловянной минерализации в пределах некоторых важных оловорудных узлов.

Рассмотрим далее I глубинную модель ярусного размещения полихронного и разнотипного оруденения, которое распределяется над штоками гранодиорит-порфир-монцонитоидов (см. рисунок, *а*).

Чтобы приблизиться к созданию интегральной картины ярусного размещения оловянной минерализации, приходится опираться на примеры некоторых разобщенных рудных узлов и районов, которые по уровню среза отвечают различным вертикальным диапазонам рудно-магматической колонны. Наиболее достоверные примеры ярусного размещения различных типов оловянного оруденения можно найти в Кавалеровском рудном районе. Здесь совмещены по меньшей мере два основных яруса оловянного оруденения.

Здесь вскрываются преимущественно терригенные складчатые толщи мезозоя. Перекрывающие их вулканиты слагают мощные толщи по периферии блока рудного района. Во внутренней части района на ограниченной площади залегают вулканиты Угловской кальдеры. Именно они относятся к верхнему структурному ярусу и вмещают небольшие кварцево-хлорит-полиметаллические жилы.

На оловянных месторождениях района известны две генерации оловорудных жил, отличающихся по типу минерализации. Одна из них приурочена к выступам фронта биотитовых метасоматитов. Последние обнажаются лишь в отдельных глубокоэродированных участках района, а так-

же вскрыты скважинами на различной глубине в пределах многих месторождений района.

Наиболее яркое выражение минерализация нижнего яруса получила на Темногорском месторождении, которое расположено в северной части Кавалеровского рудного района среди нижнемеловых — юрских осадочных толщ. Оно приурочено к очаговой структуре, в ядре которой залегает интрузия верхнемеловых гранодиоритов (94 ± 3; $83 \pm \pm 5$ млн. лет).

Интрузия грейзенизированных гранодиоритов образует радиальные апофизы и окружена ореолом биотитизации вмещающих пород. На биотитовые роговики наложены турмалиновые метасоматиты и ассоциирующие с ними рудные жилы, контролируемые тектоническими зонами северо-западного и субширотного направления. Это типичные жилы выполнения, сформированные в шесть последовательных стадий минерализации. Ассоциации, соответствующие этим стадиям, следующие: 1) кварцево-турмалиново-сульфидная с апатитом; 2) кварцево-арсенопирит-пирротиновая; 3) пирротиново-сфалеритовая; 4) карбонатно-силикатно-сульфидная (марганцевая); 5) кварцево-анкеритово-арсенопиритовая; 6) кальцитово-адуляровая.

Ранняя ассоциация — кварцево-турмалиново-сульфидная — кроме основных минералов, определяющих ее название, содержит также касситерит, вольфрамит, самородный висмут, шеелит, апатит и серицит.

Кварцево-арсенопирит-пирротиновая ассоциация содержит сульфидное олово и касситерит, возникший, по-видимому, в результате гипогенного разложения сульфостаннатов. Нередко она слагает самостоятельные жилы, но распространена также и в более сложных по составу жилах, в которых ассоциирует с другими гипогенными минеральными ассоциациями месторождения. Эта ассоциация служит основным источником олова на Темногорском месторождении.

Пирротин-сфалеритовая ассоциация отличается относительно простым составом. Главным рудным минералом этой ассоциации является пирротин, второстепенными — сфалерит и галенит и резкоподчиненными — касситерит и станнин.

Следующая по времени образования — карбонатно-силикатно-сульфидная — ассоциация сложна по составу и содержит наряду с прочими соединениями разнообразные минералы марганца — силикаты, карбонаты, сульфиды. Главные минералы этой ассоциации — родохрозит, родонит, тефроит, сфалерит, галенит, алабандин, пирротин, арсенопирит, второстепенные — джемсонит, блеклая руда, станнин, касситерит, магнетит, халькопирит. Группу редких минералов этой ассоциации составляют полевой шпат, серицит, гауерит.

Кварцево-анкеритово-арсенопиритовая ассоциация сечет ранее сформированные рудные тела. Для этой ассоциации характерны халцедоновый кварц, анкерит, арсенопирит. Известны здесь и другие минералы: сфалерит, галенит, пластинчатый пирротин, станнин. Все они имеют подчиненное развитие.

Наиболее поздней является кальцитово-адуляровая ассоциация.

Особенность Темногорского месторождения состоит в том, что его рудные тела прослеживаются в пределах ореола биотитовых метасоматитов, причем при значительном вертикальном размахе рудных тел не наблюдается каких-либо существенных изменений в их составе, тогда как по горизонтали по мере удаления от интрузива наблюдается увеличение количества сульфидов и кварцево-карбонатной минерализации.

На близком по типу к Темногорскому Дорожном месторождении грейзенизированные гранодиориты содержат вольфрамово-молибденовое оруденение.

Темногорским жилам аналогичны генерации многосульфидных оловоносных жил Арсеньевского, Ивановского и Новогорского месторождений, которые также располагаются в биотитизированных толщах.

На Арсеньевском месторождении присутствует и другая генерация более молодых оловорудных жил — кварцево-хлорит-сульфидно-касситеритового состава. По данным Н. Г. Гладкова и др. [1981], а также В. П. Полохова, В. П. Финашина, Г. Б. Нарбут, И. Н. Томсона и др., в Кавалеровском рудном районе определенно устанавливается различный возраст минерализации верхнего и нижнего ярусов. На Арсеньевском месторождении дайки диоритовых порфиритов рассекают полисульфидные жилы ранней генерации и секутся кварц-хлорит-сульфидными жилами поздней генерации. На Арсеньевском месторождении эти жилы располагаются в так называемой «гидротермальной воронке» березитов, заместивших биотиты. Молодая генерация жил Арсеньевского месторождения является аналогом жил Силинского, Хрустального и других месторождений Кавалеровского района, которые располагаются в слабоизмененных осадочных толщах над «куполами» биотититов. Таким образом, в районе четко определяются два глубинных яруса оруденения, причем нижний представлен многосульфидными телами, сопровождающимися турмалинизацией, а верхний — кварцево-хлорит-сульфидно-касситеритовыми жилами, сопровождающимися березитизацией.

К близким выводам о вертикальной разобщенности разных типов оловянного оруденения ранее пришел Ю. Н. Размахнин [1978] на примере Арму-Большеуссурского района. Он выделил «ядерный» и «надъядерный» типы оловянной минерализации, причем первый представляет собой минерализацию в биотититах, а второй включает рудные тела в пропилитизированных терригенных толщах.

Необходимо также оговориться, что сближение по вертикали рудных тел верхнего и нижнего ярусов возможно в случае образования гидротермальных «воронок» — березитовых метасоматитов по биотититам, как это имеет место на Арсеньевском месторождении.

Другая система взаимосвязанных типов оловорудных месторождений «опирается» на глубине на штоки грейзенизированных лейкократовых гранитов. Последние отличаются рядом особенностей, которые роднят их с рудногорскими гранитами, несущими оловоносные «цвиттеры». Для этих интрузивных тел характерно наличие фельзитовой «корки» в эндоконтакте, которая «подстилается» пегматоидной фацией «штокшайдеров». Далее на глубину следуют минерализованные граниты, превращенные в рудоносные «цвиттеры» с циннвальдитом, флюоритом, топазом, обильными сульфидами (сфалеритом, арсенопиритом, сереброносным станнином, халькопиритом, пирротином) и касситеритом. Обращает на себя внимание гетерогенность состава рудоносных цвиттеров, где совмещена разнородная недифференцированная минерализация сульфидов и грейзенов. Более поздняя прожилковая минерализация слагается кварцем, вольфрамитом, шеелитом, галенитом, сфалеритом, станнином, родохрозитом и др. Наиболее ярко этот тип минерализации представлен на месторождении Тигрином. Грейзеновая минерализация на Тигрином проявлена в виде нескольких морфологических типов, образовавшихся в определенной последовательности. Уже давно известна здесь линейная зона параллельных прожилков северо-западного простирания. Она прослеживается в основном в биотититах экзоконтакта. Частично эти прожилки проникают и в грейзенизированные граниты. По составу прожилки в основном кварцевые с призальбандовой слюдкой и касситеритом, а также со сфалеритом и арсенопиритом.

Более ранними образованиями являются сульфидоносные «цвиттеры» замещения в куполе лейкократовых гранитов. Таким образом, «цвиттеры» и грейзеновые прожилки обособлены на различных вертикальных уровнях: первые внутри массива, а вторые в экзоконтактовых биотититах. Эти два типа минерализации образовались последовательно в самостоятельные этапы.

Можно отметить также присутствие на месторождении Тигрином прожилковой кварцево-молибденитовой минерализации, которая имеет

более древний возраст по отношению к оловоносным прожилкам и пересекается ими. Молибденитовые прожилки имеют пологое залегание и располагаются преимущественно во внешних зонах массива.

На более высоком уровне, в основном выше биотититов, в рудной колонне может присутствовать еще один тип оловорудной минерализации — касситерит-сульфидные жилы. Об этом свидетельствует пример Щербаковского рудного поля. Здесь на участке кл. Маяковского вскрываются касситерит-сульфидные жилы, которые тесно ассоциируют с грейзеновыми жилами слюдисто-флюорит-топазового состава с касситеритом. Эта минерализация сечет сереброносные касситерит-сульфидные жилы.

Касситерит-сульфидные рудные поля образовались в последовательные стадии единого процесса, что доказывается пространственным совмещением и повторным появлением одних и тех же парагенезисов. Выделяются следующие ассоциации: кварцево-арсенопиритовая с касситеритом; пирротин-галенит-сфалеритовая; карбонатно-анкерит-родохрозитовая с сульфидами и блеклыми рудами; халцедон-кальцитово-антимонитовая с пирротином, буланжеритом, джемсонитом. Характерная особенность сульфидных руд — их значительный динамометаморфизм.

Слюдисто-флюорит-топазовая ассоциация рассекает и цементирует сульфидные руды. В грейзеноподобных образованиях присутствует касситерит в виде розеток, радиально-лучистых выделений и игольчатых кристалликов черного цвета, ассоциирующий со слюдой. Слюда образует псевдоморфозы или реакционные каймы по топазу и другим минеральным образованиям.

На другом касситерит-сульфидном месторождении — Смирновском — на его глубоких горизонтах также известны кварцево-слюдистые прожилки с касситеритом, которые рассекают сульфидные жилы, аналогичные по составу Щербаковским.

Определения абсолютного возраста слюд из грейзенов месторождений Арму-Большеуссурского района и Щербаковского рудного поля показали идентичные результаты — 84 млн. лет. Появление грейзенов в условиях слабоэродированного рудного поля Щербаковки может рассматриваться как указание на присутствие на глубине грейзенизированного штока лейкократовых гранитов. Проявления грейзенов известны и на других касситерит-сульфидных полях Приморья (Дальнее и др.). Все это позволяет предполагать, что глубинный ярус грейзеновой минерализации может закономерно проявляться на интрузивном уровне.

Таким образом, II глубинная модель оловорудных месторождений также слагается разобщенными на различных глубинных ярусах разными типами оловянного оруденения (см. рисунок, *б*). В нижнем интрузивном ярусе это рудоносные «цвиттеры». В биотититах экзоконтакта — более поздние прожилковые зоны кварцево-слюдисто-касситеритового состава. В верхнем ярусе неметаморфизованных терригенных толщ локализуются касситерит-сульфидные жилы. Рудные тела различных ярусов могут совмещаться в переходных зонах между ярусами.

Казалось бы, неожиданно присутствие в рамках этой глубинной модели столь разнородной минерализации, как касситерит-сульфидная и грейзеновая. Однако этому можно найти объяснение. Действительно, рудоносные «цвиттеры» представляют собой недифференцированный агрегат разнородных минеральных ассоциаций — типичных грейзеновых, с одной стороны, и сульфидных — с другой. Присутствуют также прожилки с родохрозитом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом и др. Вероятно, «цвиттеры» являются тем сложным рудным «котлом», дифференциация которого может дать начало как собственно грейзеновому, так и касситерит-сульфидному оруденению. При этом сульфидные жилы близки по возрасту к «цвиттерам», тогда как грейзеновый штокверк моложе тех и других.

В намеченных двух глубинных моделях оловорудных узлов сочетаются разные типы оруденения. В первой это молибденово-вольфрамовые

грейзены нижнего яруса, турмалиново-колчеданные оловоносные жилы среднего и кварц-хлоритово-касситеритовые верхнего. Для второй модели — «цвиттеры» нижнего яруса, грейзеновый штокверк среднего и касситерит-сульфидные жилы верхнего яруса. Выдвигаемые модели позволяют прогнозировать глубинные ярусы оруденения на слабоэродированных месторождениях. Совмещение различных типов оловорудных месторождений Приморья в две многоярусные системы отражает, по-видимому, и генетические связи между этими двумя группами типов оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Гладков Н. Г., Руб М. Г., Руб А. К., Шершаков Б. И. Два разновозрастных этапа оловянного оруденения и их соотношения с магматизмом в Кавалеровском районе Приморья // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 258, № 2.— С. 442—445.

Размахнин Ю. Н. Генетическая систематика метасоматических образований рудных полей Сихотэ-Алиня // Генезис эндогенной минерализации Дальнего Востока.— Владивосток, 1978.— С. 25—56.

Томсон И. Н., Полохов В. П., Полякова О. П. Взаимоотношение скарново-полиметаллической и касситерит-силикатно-сульфидной формации Приморья // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981.— С. 117—119.

Томсон И. Н., Полохов В. П., Полякова О. П. и др. Новый тип оловорудной минерализации в околоинтрузивных зонах Приморья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 4.— С. 91—105.

Б. Л. Флёров, В. А. Трунилина, А. И. Холмогоров, Я. В. Яковлев

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Якутия с ее разнообразными типами оловорудных месторождений при преобладании касситерит-силикатно-сульфидных, слабее освещенных в литературе, представляет особый интерес для построения геолого-генетической модели формирования оловорудных месторождений. Магматизм, геологическая характеристика месторождений и некоторые стороны формирования их моделей были освещены в нескольких монографиях [Некрасов, 1962, 1984; Геология..., 1971; Флёров, 1976; Флёров и др., 1979; Индолев, 1979; Трунилина и др., 1985] и многих статьях [Смирнов и др., 1941; Флёров, 1983]. В настоящей статье мы постараемся осветить общие черты геолого-генетической модели формирования месторождений Якутии и их особенности для различных минеральных типов и формаций.

Все они образовались в позднемезозойскую эпоху в пределах Яно-Колымской складчатой системы [Флёров, 1976], будучи связанными с гранитоидными комплексами преимущественно корового происхождения с геохимической специализацией на олово. Критериями выделения типовых моделей служат: состав магматических комплексов и их эволюция, минеральный состав и морфология рудных тел, структурное положение месторождений относительно выходов интрузий и характер связи с ними, фация глубинности, характер рудного процесса и физико-химические условия рудообразования.

Принцип выделения оловоносных магматических формаций: объединение в рудных узлах в единые магматические комплексы всех проявлений — продуктов эволюции длительно развивавшегося очага, имеющих сходные геологические, петрографические и геохимические особенности и характер ассоциирующего оруденения. Магматические комплексы в разных тектонических блоках развивались более или менее синхронно.

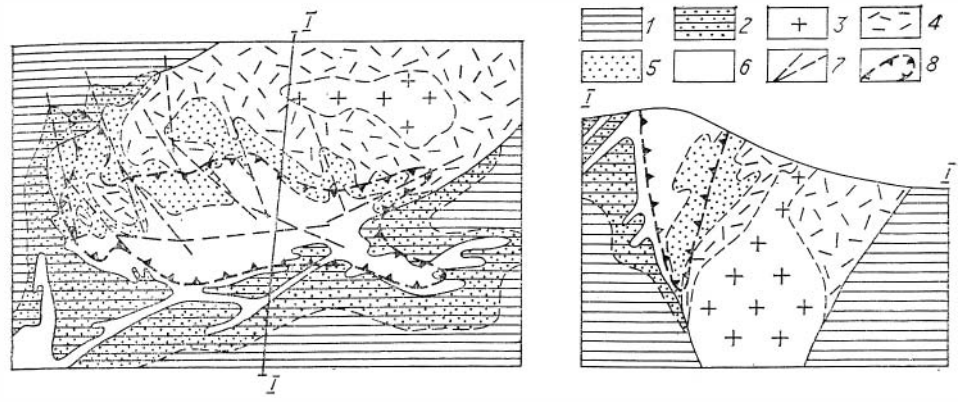


Рис. 1. Месторождение оловоносных грейзенов (план и разрез).

1 — слабогрейзенизированная песчано-сланцевая толща (верхнеюрская); *2* — сидерофиллит-топаз-кварцевый экзогрейзен; *3* — слабогрейзенизированный гранит-порфир; *4* — каолинит-серицит-кварцевый метасоматит по гранит-порфиру; *5* — сидерофиллит-топаз-кварцевый эндогрейзен; *6* — топаз-кварцевый эндогрейзен; *7* — тектонические нарушения; *8* — контуры оловорудного штокверка. I—I — линия разреза.

Всего выделяются три оловоносные формации: гранит-лейкогранитная, гранодиорит-гранитная, диорит-гранодиорит-гранитная, а также вулканоплутонические ассоциации с развитием эффузивной серии от базальтов до липаритов и интрузивных образований от диорит-порфиритов до гранит-порфиров. Оловорудные формации выделены по минералого-генетическим особенностям и связи их с магматизмом по классификации С. С. Смирнова, О. Д. Левицкого, Е. А. Радкевич с небольшими изменениями.

С гранит-лейкогранитной магматической формацией гомодромного развития ассоциируют преимущественно месторождения касситерит-кварцевой рудной формации, образующие горизонтальный формационный ряд с вольфрамит-кварцевой формацией. Они относятся к типам оловоносных грейзенов и кварцево-жильному — продуктам растворов, которые генерировались поздними лейкократовыми фазами — продуктами дифференциации магматических камер верхнего уровня. На их типовых генетических моделях мы останавливаться не будем, поскольку они неоднократно освещались в литературе и никаких дискуссий не вызывают. Образование месторождений сульфидно-кварцевого типа касситерит-кварцевой формации с развитием поздней сульфидной стадии, по-видимому, связано с растворами самых нижних горизонтов магматических камер этой формации.

Все месторождения касситерит-редкометалльной формации формировались по единой схеме зарождения литий-фтористых гранитных магм на промежуточных или нижних уровнях очагов всех трех магматических комплексов в результате глубинной дифференциации и подъема их в область рудоотложения. Уже на месте внедрения литий-фтористых гранитов эти месторождения могут формироваться по двум типовым моделям.

На месторождении сидерофиллитовых грейзенов рудная залежь располагается в эндоконтактовой зоне субвулканического штока литий-фтористых гранит-порфиров (рис. 1) с преобладанием калия и высоким содержанием окиси кремния. Форма залежи контролируется субширотным и несколькими субмеридиональными тектоническими нарушениями. На пересечении северо-западного и субширотного нарушений предполагается рудоподводящий канал с самым глубоким залеганием грейзенов. В результате термостатического эффекта под экраном экзоконтактовых пород в этмолите формируется чехольная зональность метасоматитов первой стадии с топаз-кварцевыми грейзенами в центре, сидерофиллит-топаз-кварцевыми в средней субфации и каолинизированными гранитами во фронтальной. Отложение касситерита, топаза, флюорита и кварца и уг-

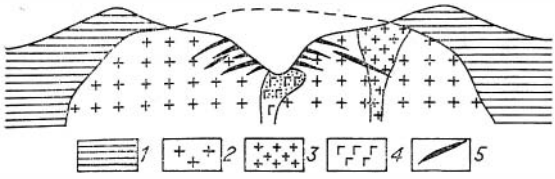


Рис. 2. Схематический разрез через Полярное месторождение.
1 — юрская песчано-сланцевая толща; *2* — биотитовые гранит-адамеллиты; *3* — лейкократовые пегматоидные граниты; *4* — фтористые гранит-порфиры; *5* — рудные тела; крап — грейзенизация.

нетенного сульфидного парагенезиса второй стадии грубо совпадает с субфацией кварц-топазовых грейзенов, но контролируется теми же тектоническими нарушениями. Третья стадия представлена прожилками гематита, пиролюзита с редкими фосфатами. Наличие эруптивных брекчий взрыва в эндоконтактовой зоне этмолита и структуры руд однозначно свидетельствуют о субвулканической фации месторождения.

Вторая модель касситерит-редкометалльной формации — месторождение Полярное (рис. 2); формировалось в гипабиссальной фации. Топаз-слюдисто-кварцевые рудные тела с касситерит-вольфрамитовым оруденением и околожильными грейзенами представлены пологими жилами в трещинах контракции биотитовых адамеллитов и секущих их пегматоидных лейкократовых гранитов, которые вмещают шток фтористых гранитов также калиевого ряда [Флёров и др., 1981]. Месторождение это многостадийное с выделением стадий: кварц-полевошпатовой, касситерит-вольфрамит-арсенопирит-кварцевой, молибденит-ферберитовой, сульфидной с сульфоантимонитами и халцедоновидного кварца. Наблюдается фациальная зональность в составе примесей тантала, ниобия, скандия и индия в вольфрамите и прямая стадийиая в распределении минеральных ассоциаций стадий.

Модель формирования Кёстёрского месторождения [Геология..., 1971] отличается ассоциацией его с субщелочной натриевой разновидностью фтористых гранитов, дайкообразное тело которых может рассматриваться как убогое месторождение оловоносных гранитов. Грейзены характеризуются развитием светлых слюд, бо́льшим содержанием редких минералов, высокой примесью тантала, ниобия и скандия в касситерите и гипабиссальной фацией образования.

Модели формирования оловоносных скарнов несколько различны для разиых типов. На месторождениях магнезиально-боратового типа процесс начинается в магматическую стадию кристаллизации интрузии с образованием метасоматической колонки в пластах существенно доломитовых пород. В стадию высокотемпературных постмагматических преобразований происходило замещение скарнов флогопитом и другими гидроксилсодержащими минералами, магнезиальными боратами, железомагнезиальными людвигитами, содержащими олово, потом специфическими апомагнезиальными минералами в стадию известковых скарнов с оловосодержащими гулситом и пайгеитом. Парагенезисы стадии кислотного выщелачивания слабо развиты, и касситерит практически отсутствует. Процесс заканчивается отложением серпентина и других минералов позднещелочной стадии. Начало формирования месторождения в магматическую стадию и расположение рудных тел практически вдоль всей линии контакта интрузий позволяют высказать предположение о генетической связи месторождения с гранитоидами, непосредственно к ним примыкающими (рис. 3).

Месторождения оловоносных скарнов известково-сульфидного типа у контакта Сыачанской интрузии гранодиорит-гранитной формации (Чыбагалахский узел) образованы в четыре стадии, причем стадия магнезиальных скарнов и их высокотемпературного постмагматического преобразования слабо развита. В стадию известковых скарнов из рудных минералов отмечены шеелит и нордепшельдит [Некрасов, 1984], из минералов бора преимущественно аксинит, а на месторождении Каньон (Магаданская область) — и малайит [Политов, 1983]. В кислотную грейзеновую стадию, интенсивно проявленную, отлагались кас-

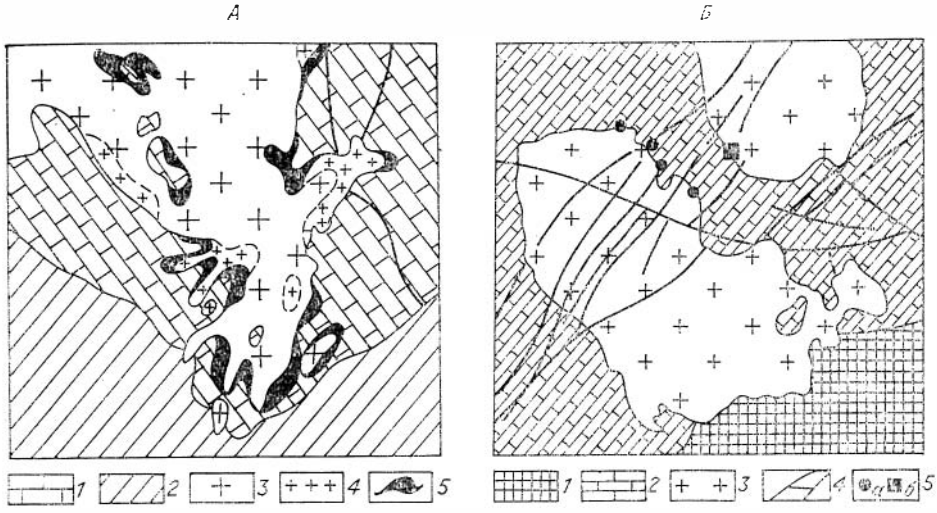


Рис. 3. Расположение рудопроявлений оловоносных скарнов относительно контактов интрузий гранитоидов.

А — рудопроявления магнезиально-боратового типа, расположенные вдоль контакта Верхнетирехтяхского массива (по В. Б. Белинскому): *1*—среднепалеозойская терригенно-карбонатная толща; *2* — позднеюрские вулканогенно-осадочные отложения Догдинского грабена; *3* — граниты биотитовые и биотит-амфиболовые; *4* — лейкократовые граниты эндоконтактовой фации; *5* — рудопроявления оловоносных скарнов магнезиально-боратового типа.

Б — рудопроявления известково-сульфидного типа, расположенные вдоль гипотетического разлома у северо-восточного контакта Сыачанской интрузии: *1* — протерозойские метаморфические отложения; *2* — нижне- и среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения; *3* — биотитовые и амфибол-биотитовые граниты; *4* —тектонические нарушения; *5* — рудопроявления оловоносных скарнов известково-сульфидного (*а*) и магнезиально-боратового (*б*) типов.

ситерит, шеелит, мусковит, турмалин, актинолит и аксинит, образовалась двусторонняя метасоматическая колонка с апогранитными и апоскарновыми субфациями [Флёров, 1976]. Процесс заканчивается отложением пирротина, сфалерита, хлорита и других минералов сульфидной стадии, однако без сульфосолей, свойственных месторождениям касситерит-силикатно-сульфидной формации. Петролого-геохимические особенности поздних производных гранодиорит-гранитной формации и контроль расположения месторождений узла разломом позволяют высказать предположение о зарождении рудоносных флюидов стадии грейзенизации в нижней камере кристаллизации интрузии.

В районах развития сложных вулканоплутонических комплексов, начальные фазы которых представлены базальтоидами, после фазы лейкократовых гранитов формировались месторождения касситерит-силикатной малосульфидной формации. Типовая модель конкретной пространственной связи оруденения с вулканическим аппаратом представлена Чурпуньинским месторождением (рис. 4), расположенным в центральной части Чохчуро-Чекурдахской металлогенической зоны, примыкающей к Святоносско-Олойскому вулканическому поясу, на пересечении ее с субширотным разломом [Флёров, 1976]. Вулканогенная ($К_1$) толща липарит-дацитового состава несогласно залегает на верхнеюрских терригенных отложениях, прорвана вулканом того же состава, который в свою очередь пересечен дайкообразными телами субвулканических гранодиорит-порфиров субширотного простирания. Все эти породы подверглись площадной турмалинизации первой стадии. Касситерит-кварцевые жилы с убогими сульфидами образовались во вторую стадию после внутримineрализационных даек гранит-порфиров. Глубина формирования месторождения не превышала 100—200 м. Однако структуры и текстуры руд свидетельствуют о закрытой обстановке в момент рудоотложения. Повышенный кларк олова в вулканитах, дайках и структурное положение жил указывают на их тесный парагенезис с гранит-порфирами и связь тех и других с единым очагом.

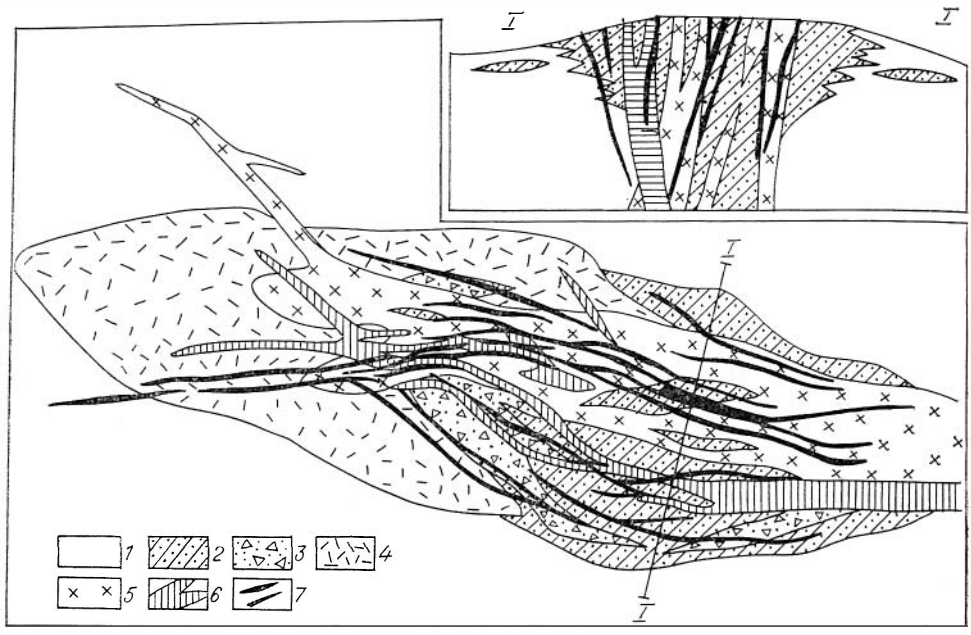


Рис. 4. План и разрез месторождения Чурпуньа.

1 — эффузивы риолит-дацитового состава позднемелового возраста; *2* — туффиты прижерловой фации; *3* — эксплозивные брекчии жерловой фации; *4* —жерловая экструзия риодацитов; *5* — дайка гранодиорит-порфиров; *6* — дайка микрогранит-порфиров; *7* — оловорудные тела. I—I — линия разреза.

Характерным примером другой структурной группы этой формации, связанной с крупным Верхнеаллахским субвулканом, может служить Хаардахское месторождение кварц-хлоритового типа [Волкодав, 1978], расположенное у его края, в зоне разлома северо-западного простирания (рис. 5). Субвулкан, расположенный в мульдообразной депрессии триасовых пород, сложен гиперстеновыми дацитами и кварцевыми латитами сеноманского возраста. Субвулкан прорывает андезитовую и липарит-дацитовую вулканогенные верхнемеловые толщи и в свою очередь прорван пластовыми и штокообразными интрузиями гранодиорит-порфиров без зон закалки и более поздними лейкократовыми гранитами и граносиенитами. Те и другие перекрыты дацит-липаритовыми игнимбритами датского возраста. Месторождение представлено серией касситерит-кварц-хлоритовых жил и метасоматических зон северо-западного и северо-восточного простирания, залегающих в дацитах субвулкана и предшествовавших ему вулканитов. Некоторые жилы пересекают низы толщи датских игнимбритов, но перекрываются верхними ее горизонтами, в свою очередь рассеченными прожилками поздних стадий рудного процесса. Глубина формирования жил не превышает первых сотен метров при вертикальном размахе оруденения около 800 м. Они парагенетичны с липарит-дацитовыми игнимбритами и, по-видимому, представляют собой продукты общего глубинного очага кислой магмы.

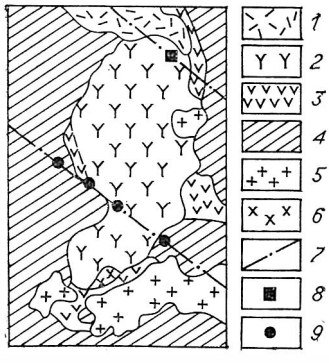


Рис. 5. Геологическая схема Верхнеаллахского субвулкана.

1 — липарит-дацитовые игнимбриты (K_2); *2* — гиперстеновые дациты Верхнеаллахского субвулкана (K_2); *3* — дацит-липаритовая и андезитовая вулканогенные толщи (K_2); *4* — терригенные породы верхоянского комплекса (P, T, J); *5* — лейкократовые граниты и граносиениты; *6* — гранодиорит-порфиры; *7* — глубинные разломы; *8* — месторождение кварц-хлоритового типа касситерит-силикатной формации; *9* — месторождения галенит-сфалерит-пирротинового типа касситерит-сульфидной формации.

Типовой моделью этой формации, но гипабиссальной фации, являются турмалин-кварцевые и хлорит-кварцевые месторождения Омсукчанского рудного узла (Магаданская область), локализованные на одном гипсометрическом уровне в эндо- и экзоконтактовых зонах Левоомсукчанского массива лейкократовых гранитов поздней фазы вулканоплутонического комплекса. Глубина формирования месторождений 900—1000 м. Ей соответствуют крупнозернистая структура руд и отсутствие мощных зон метасоматитов, а небольшой вертикальный размах оруденения и присутствие миарол с касситеритом в лейкократовых гранитах позволяют говорить об их генетической связи.

Диорит-гранодиорит-гранитные магматические комплексы локализуются в поперечных к складчатой структуре зонах разломов. С ними ассоциируют рудные комплексы с преимущественным касситерит-силикатно-сульфидным оруденением, состоящие из последовательного ряда вертикальных рудных формаций и минеральных типов, коррелирующихся с фазами эволюции магматических комплексов. После ранних диорит-порфиритов первой или гранодиоритов главной (второй) фаз формировались месторождения угнетенной малосульфидной формации. С очагами остаточных магматических расплавов верхних горизонтов магматических колонн связано образование лейкократовых гранитов третьей фазы и рудоносных гидротерм, генерирующих касситерит-кварцевые месторождения с вольфрамитом. С остаточными очагами средних уровней магматических колонн связано образование существенно натровых лейкократовых адамеллитов четвертой фазы и рудоносных гидротерм, генерирующих касситерит-силикатно-сульфидные месторождения сульфидно-турмалинового типа, а производными нижних горизонтов колонн являются диорит-лампрофиры пятой фазы и существенно сульфидоносные гидротермы, генерирующие месторождения сульфидно-хлоритового и галенит-сфалеритового типов [Трунилина и др., 1985]. Дифференциация комплекса на позднем этапе не везде проходит одинаково. На Депутатском месторождении четвертая фаза представлена липарит-дацитами [Геология..., 1971]. В Яно-Борулахской зоне четвертая фаза представлена фтористыми гранитами, с которыми связано Кёстёрское месторождение, описанное выше (рис. 6).

В тех же рудных узлах присутствуют дайки и мелкие тела базальтоидного состава, близкие по возрасту с породами пятой фазы. В Дербеке-Нельгехинской рудной зоне показано, что они никакого отношения к касситерит-сульфидному оруденению не имеют [Трунилина и др., 1985]. В Полоусненском районе дайки базальтоидов с кларковым содержанием олова обогащаются этим металлом в пределах Депутатского рудного узла только над скрытым гранитоидным массивом, а на Улахан-Эгелях-

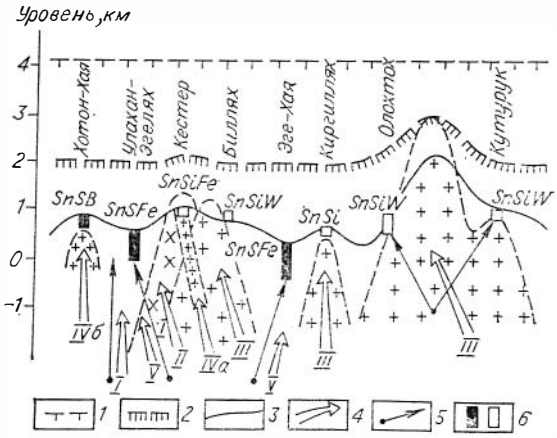


Рис. 6. Принципиальная схема последовательности и глубины формирования магматических и рудных проявлений в Яно-Борулахской рудной зоне.

1, 2 — предполагаемое положение раннемеловой (*1*) и позднемеловой (*2*) палеоповерхностей; *3* — современная поверхность рельефа; *4* — магматические проявления (I — дайки диорит-порфиритов первой фазы, II — массивы гранодиоритов и адамеллитов второй фазы, III — граниты биотитовые и двуслюдяные третьей фазы, IVа — субщелочные граниты четвертой фазы, IVб — гранит-порфиры четвертой фазы, V — дайки диорит-порфиритов пятой фазы); *5* — направление движения рудных растворов и предполагаемый источник; *6* — вертикальный интервал оруденения в месторождениях (SnSiW — касситерит-кварцевые жилы с вольфрамитом, SnSi — оловоносные грейзены касситерит-редкометалльной формации, SnSB — касситерит-силикатно-сульфидные жилы сульфидно-турмалинового и SnSFe — сульфидно-хлоритового типов).

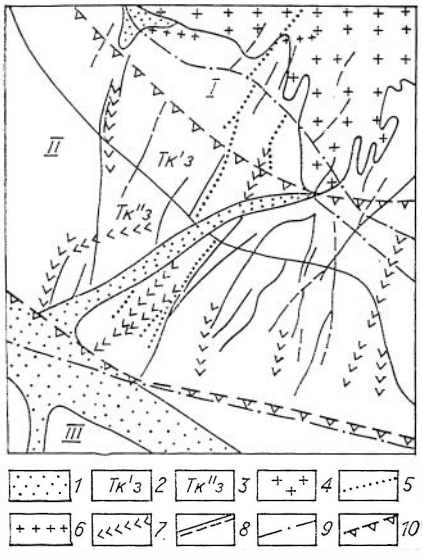


Рис. 7. Схема Илинтасского месторождения. Составлена Б. Л. Флёровым.

1 — аллювий; *2* — верхняя алевролито-аргиллитовая свита карнийского яруса; *3* — то же, нижняя свита с прослоями песчаников; *4* — гранитоиды; *5* — послегранитные дайки керсантитов и диорит-порфиритов; *6* — дайки гранит-порфиров, аплитов, синхронные гранитсидам; *7* — догранитные дайки дацитов и липаритов; *8* — рудные жилы; *9* — разрывные нарушения; *10* — границы зон стадийной зональности (I — кварц-турмалиновой, II — касситерит-силикатно-сульфидной, III — сульфидно-карбонатной).

ском месторождении пересекают жилы сульфидно-хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации [Индолев, 1979]. В Депутатском рудном узле последними формировались галенит-сфалеритовые жилы с оловом.

Рудные тела представлены преимущественно сложными и простыми жилами, минерализованными зонами дробления, редко штокверковыми зонами с простиранием, субпараллельным вытянутости рудно-магматических зон, как на Илинтасском месторождении (рис. 7), или параллельным простиранию складок (Полоусненский район). На Депутатском месторождении жилы и минерализованные рудные тела следуют диагональным северо-восточным и северо-западным трещинам скалывания с субширотными оперяющими апофизами. Иногда (Илинтасское месторождение) угол падения жил выполаживается до 45° и меньше, как следствие проседания кровли над куполами массивов [Геология..., 1971]. Глубина формирования касситерит-силикатно-сульфидных месторождений — около 1—1,5 км от палеоповерхности. Гипабиссальной фации соответствуют также структуры и текстуры руд. Интервал оруденения на месторождениях доходит до 1 км, что не противоречит связи их с нижними уровнями магматических колонн.

Месторождения рудных комплексов в рудных узлах располагаются зонально относительно эпицентров оруденения, каковыми обычно являются купола невскрытых гранитных массивов. Примером такой концентрической горизонтальной многоэтапной зональности может служить Депутатское месторождение, являющееся, по существу, рудным узлом (рис. 8). В других случаях многоэтапная зональность может быть односторонней, простой или сложной. Многоэтапная зональность не повторяется в вертикальной плоскости, потому что касситерит-кварцевые и касситерит-редкометалльные месторождения тяготеют к куполам лейкократовых или фтористых гранитов, а касситерит-силикатно-сульфидные и галенит-сфалеритовые месторождения локализуются на определенном гипсометрическом уровне, зависящем от положения палеоповерхности и независимом относительно куполов гранитоидных массивов интрузий ранних фаз (рис. 9). Так, например, Депутатское месторождение расположено в надынтрузивной зоне, а Илинтасское — на 1 км ниже купола смежного Безымянного массива.

Оловополиметаллические месторождения сульфосольно-галенитового типа, локализующиеся на периферии рудных узлов, укладываются в модель формирования последних. Субвулканические месторождения галенит-сфалерит-пирротинового типа встречены в пределах Южного Верхоянья, в непосредственной близости от вулканитов. Джатонское, Детаньинское и другие месторождения приурочены к секущему Верхнеаллахский субвулкан северо-западному разлому (см. рис. 5) и формировались после гранодиорит-порфиров, но перед интрузиями лейкократовых гранитов. Они парагенетичны гранодиоритам и дацитам субвулка-

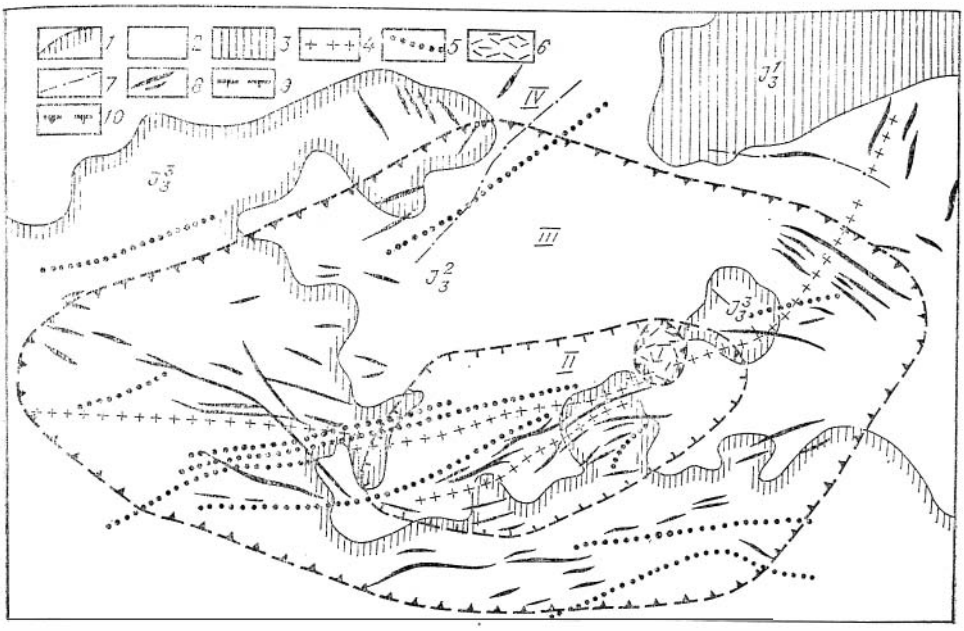


Рис. 8. Схема структуры Депутатского месторождения (с дополнениями и изменениями автора).

1—3 — верхняя юра: *1* — третья свита (J_3^3), *2* — вторая свита (J_3^2), *3* — первая свита (J_3^1); *4* — дайки дацит-липаритов; *5* — дайки диорит-порфиритов, андезитов, диабазов и лампрофиров; *6* — площадь распространения грейзенов; *7* — разрывные нарушения; *8* — рудные жилы; *9* — граница распространения касситерит-сульфидно-турмалиновых и кварц-турмалиновых жил; *10* — то же, касситерит-сульфидно-хлоритовых.

I — зона распространения оловоносных грейзенов; II — то же, касситерит-сульфидно-турмалиновых и кварц-турмалиновых жил; III — то же, касситерит-сульфидно-хлоритовых; IV — то же, кварц-карбонатных жил со сфалеритом и галенитом.

на и связаны с тем же очагом. При этом малый вертикальный размах оруденения позволяет предполагать неглубокое положение очага.

По мере кристаллизации материнских интрузий рудные растворы эволюционировали от раннещелочных к кислотным и позднещелочным и от восстановительных условий к окислительным, далее снова к восстановительным и снова к окислительным. Эта эволюция находит свое отражение в последовательности парагенезисов, общей для всех оловорудных формаций и минеральных типов при различном их количественном соотношении. Подробно этот вопрос изложен в прежних наших работах [Флёров, 1976, 1983]. Здесь мы ограничимся некоторыми замечаниями.

Наиболее полно ряд парагенезисов представлен на касситерит-силикатно-сульфидных месторождениях сульфидно-турмалинового типа, хотя раннещелочные парагенезисы развиты слабо и не всегда. Они сме-

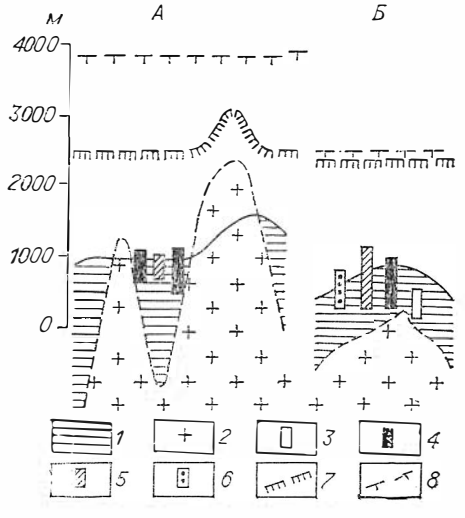


Рис. 9. Положение месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации относительно выходов гранитоидов диорит-гранодиорит гранитной формации (*А* — Илинтасский, *Б* — Депутатский рудные узлы).

1 — вмещающая терригенная толща; *2* — гранитоиды; *3—6* — проявления касситерит-кварцевой (*3*) и турмалинового типа касситерит-силикатно-сульфидной (*4*) формаций, сульфидно-хлоритового типа (*5*), галенит-сфалеритовой формации (*6*); *7*, *8* — палеоповерхность в момент внедрения рудных жил (*7*) и гранитоидов (*8*).

няются в таком порядке: хлорит-альбитовый или касситерит-ортоклазовый (активны щелочи) — мусковит-кварцевый (HCl) — кварц-турмалиновый (BO_3^{3-}) — кварц-хлоритовый (активно железо) — касситерит-кварцевый ($Si(OH)_4$) — сфалерит-пирротиновый (S^{2-}) — пирит-карбонатный (CO_3^{2-}) — карбонат-полисульфидный (HS^-) — галенит-сульфоантимонитовый (SbS_2^-) — окисло-кальцитовый (OH^-). Как показывает анализ парагенезисов, на общем фоне кислотно-щелочной эволюции наблюдаются более частные колебания как pH, так и Eh. Раннещелочные парагенезисы развиты на месторождениях оловоносных скарнов и пегматитов. Формирование большей части месторождений касситерит-кварцевой и касситерит-редкометалльной формаций начинается со стадии кислотного выщелачивания. На касситерит-кварцевых месторождениях слабо или совсем не проявлены ранне- и позднещелочные парагенезисы, на касситерит-сульфидных — ранние парагенезисы.

Рудный процесс на месторождениях олова обычно дискретный и разделяется по степени прерывистости на ступени, стадии и этапы. Ступени обусловлены периодическим закрытием трещин в области рудоотложения и характеризуются прожилками, выполненными отдельными парагенезисами, или явлениями замещения ранних парагенезисов поздними вследствие изменения термодинамических параметров растворов [Петровская, 1967]. Стадии минерализации обусловлены периодическим закрытием трещин, прекращением притока растворов из магматической камеры. Они характеризуются подъемом температуры и высокой активностью растворов в начале каждой новой стадии и падением их в конце. Минеральные ассоциации стадий обычно состоят из нескольких парагенезисов. При этом в каждой последовательной стадии сохраняются направление эволюции растворов и порядок смены парагенезисов на общем фоне снижения температуры и сдвижения главных парагенезисов в сторону более поздних.

Температура кристаллизации минералов на месторождениях олова колеблется от 600 до 70°С, а касситерита — от 500 до 140°С. При этом начало его выделения в ранних касситерит-кварцевой, касситерит-редкометалльной и касситерит-силикатно-сульфидной стадиях примерно одинаково и колеблется в пределах 330—430°С. Градиент падения температур растворов по пути их движения колеблется от 20 до 50°С на 100 м. Давление растворов значительно превышает литостатическое. Для более полной его характеристики у нас еще недостаточно данных.

Эволюция растворов во времени, сочетаясь с развитием трещин в пространстве, выражается в появлении на месторождениях фациальной зональности со сменой парагенезисов в рудных телах снизу вверх и стадийной зональности — прямой в гипабиссальной и чаще обратной в субвулканической фациях с телескопированием минеральных ассоциаций. Изменение состава рудных тел по вертикали коррелируется и с изменением их морфологии от штокверковых и минерализованных зон вверху к жилам раскрытия в средней части и метасоматическим залежам с тонкими прожилками в нижней. Многоэтапная горизонтальная зональность, описанная выше, наблюдается в рудных узлах с разнотипным оруденением.

Выводы. Все оловорудные месторождения Якутии образованы в позднемезозойскую эпоху и ассоциируют с существенно коровыми магматическими гранитоидными комплексами. Среди них описывается 11 типов и подтипов геолого-генетических моделей их формирования, обусловленных составом материнских магматических формаций, глубиной зарождения рудоносных флюидов, составом вмещающих толщ, глубиной формирования месторождений.

Формирование месторождений различных рудных формаций и минеральных типов, согласно мнению С. С. Смирнова [1955], идет по единой схеме (полной или неполной) последовательности парагенезисов от

раннещелочной к кислотной и позднещелочной стадиям эволюции растворов, нарушаемой дискретностью рудного процесса.

Наиболее перспективны месторождения, принадлежащие к позднемеловой эпохе рудоотложения, связанные с нижними уровнями магматических очагов.

ЛИТЕРАТУРА

Волкодав И. Г. Субвулканическое Хаардахское месторождение касситерит-силикатной формации // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии.— Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978.— С. 5—34.

Геология и генезис оловорудных месторождений Якутии/Флёров Б. Л., Индолев Л. Н., Яковлев Я. В., Бичус Б. Я.— М.: Наука, 1971.— 318 с.

Индолев Л. Н. Дайки рудных районов Якутии.— М.: Наука, 1979.— 195 с.

Некрасов И. Я. Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 334 с.

Некрасов И. Я. Олово в магматическом и постмагматическом процессах.— М.: Наука, 1984.— 238 с.

Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация» // Геология рудн. месторождений.— 1967.— № 2.— С. 69—78.

Политов В. К. Малайит Коньонского оловорудного месторождения // Минерал. журн.— 1983.— № 3.— С. 54—64.

Смирнов С. С. Современное состояние учения о рудных месторождениях // С. С. Смирнов. Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1955.— С. 134—143.

Смирнов С. С., Дубовик М. М., Епифанов П. П. и др. Минералогический очерк Яно-Адычанского района // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. Минералог. сер.— 1941.— Вып. 46(9).— С. 1—62.

Трунилина В. А., Роев С. П., Орлов Ю. С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 206 с.

Флёров Б. Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976.— 286 с.

Флёров Б. Л. Модель формирования оловорудных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 2.— С. 17—24.

Флёров Б. Л., Степанов Е. Р., Бичус Б. Я., Жданов Ю. Я. Парагенезисы минералов Полярного месторождения // Минералогия и геохимия гранитоидного магматизма.— Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981.— С. 5—23.

Флёров Б. Л., Трунилина В. А., Яковлев Я. В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 276 с.

Г. Б. Левашев, В. Л. Барсуков, А. Г. Волосов

МОДЕЛИ ОЛОВОПРОДУКТИВНЫХ ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СИХОТЭ-АЛИНЯ

По методам решения проблема создания обобщенных генетических моделей эндогенных рудных формаций многопланова. В качестве обязательного элемента она включает создание, анализ и увязку ряда частных моделей, отражающих роль различных факторов развития региональных рудно-геохимических систем. Системный подход при решении этой задачи предполагает разработку стереометрических, тектономагматических, геодинамических, петролого-геохимических и физико-химических моделей образования редкометалльных рудных провинций. Вместе с тем это позволяет оценить влияние различных факторов на размещение рудных узлов в пределах региональной рудно-геохимической системы.

Построение стереометаллогенической модели основано на анализе пространственного положения рудных районов в связи с особенностями глубинного строения региона, характера рельефа поверхности в его пределах, глубины залегания границ Конрада и Мохоровичича. Для территории Приамурья и сопредельных районов уже разработана такая модель [Барсуков и др., 1985]. В Приморье попытки построения стереометрических моделей предпринимались ранее [Барсуков, 1974; Радкевич и др., 1975;

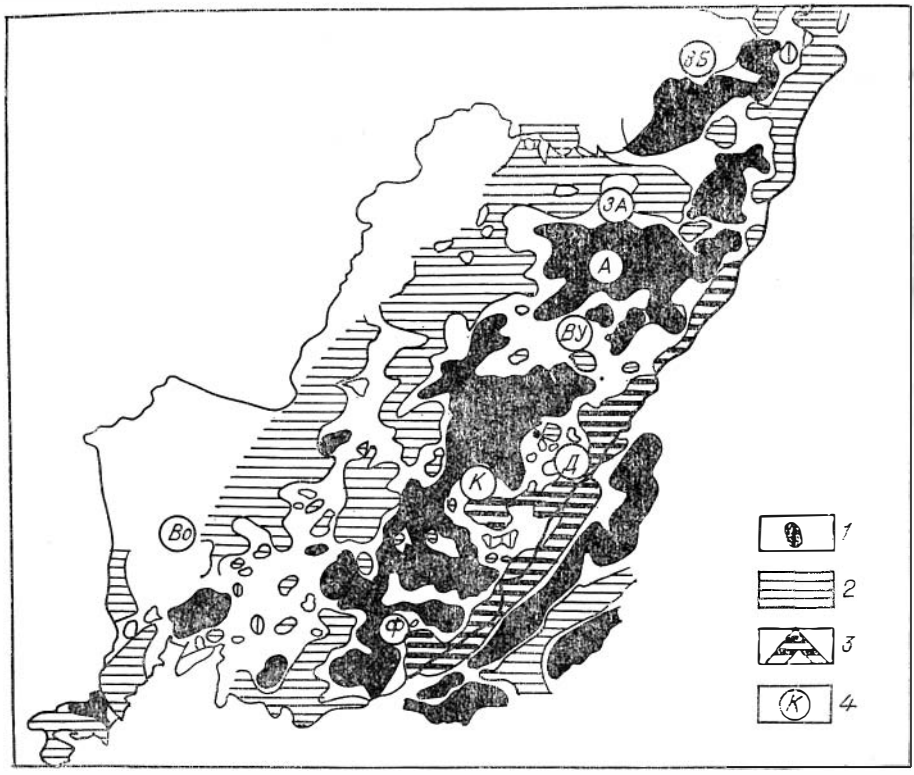


Рис. 1. Стереометаллогеническая схема южной части Сихотэ-Алинской складчато-глыбовой области.

1 — региональные зоны разуплотнения; *2* — зоны гравитационных максимумов; *3* — то же, пределах Дальнегорского мантийного диапира (К — Р); *4* — важнейшие оловорудные районы (Во — Вознесенский, Ф — Фурмановский, К — Кавалеровский, ВУ — Верхнеуссурийский, А — Арминский, ЗА — Западно-Арминский, ВБ — Верхнебикинский, Д — Дальнегорский, полиметаллы).

Левашев, 1978]. С этой целью использовались сейсмометрические данные, анализ которых позволил наметить изменение характера рудной минерализации в связи с особенностями глубинного строения земной коры — положением локальных мантийных диапиров и валообразных поднятий поверхности Конрада (базальтовый и андезитовый вал) в структурных зонах с различной мощностью земной коры.

Использование новых данных региональных гравиметрических исследований позволяет уточнить детали глубинного строения региона, скорректировав на этой основе стереометаллогеническую схему Сихотэ-Алиня. С учетом данных глубинного сейсмического зондирования, характера и пространственного положения гравиметрических аномалий в регионе выделяются следующие структурные элементы, отличающиеся по своему глубинному строению (рис. 1).

1. Участки с уменьшенной мощностью коры (32—30 км) и гранитогнейсового слоя, соответствующие зонам валообразного поднятия границ Мохоровичича и Конрада. Они расположены западнее Прибрежного поднятия, где четко фиксируются положением гравитационных максимумов, нередко образуя сложную систему проникающих далеко на запад — вплоть до Кавалерово — аномальных гравитационных полей. Положение этих гравитационных максимумов, по-видимому, соответствует зоне позднемезозойского мантийного диапира, формирование которого связано с зонами растяжения и подъема базальтоидных расплавов по системе глубинных разломов.

2. Участки с нормальной мощностью (до 36 км) коры. Они образуют переходную зону, отделяющую область с повышенной мощностью коры

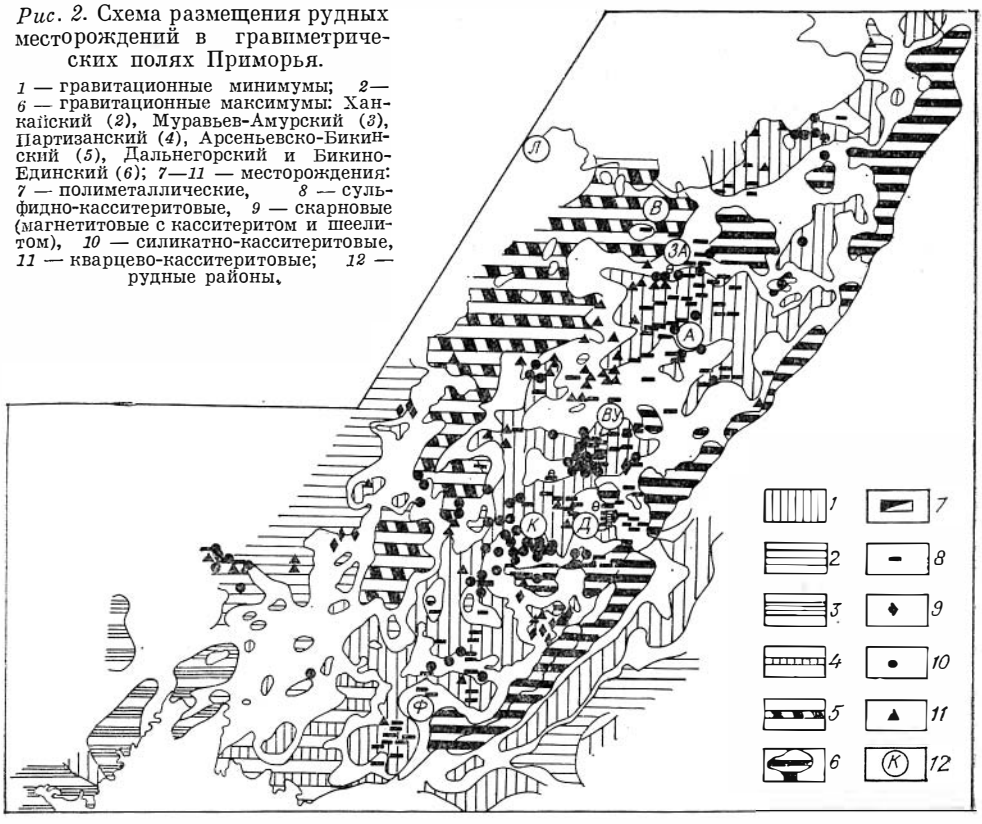


Рис. 2. Схема размещения рудных месторождений в гравиметрических полях Приморья.

1 — гравитационные минимумы; *2—6* — гравитационные максимумы: Ханкайский (*2*), Муравьев-Амурский (*3*), Партизанский (*4*), Арсеньевско-Бикинский (*5*), Дальнегорский и Бикино-Единский (*6*); *7—11* — месторождения: *7* — полиметаллические, *8* — сульфидно-касситеритовые, *9* — скарновые (магнетитовые с касситеритом и шеелитом), *10* — силикатно-касситеритовые, *11* — кварцево-касситеритовые; *12* — рудные районы.

от зоны линейного диапира. В гравиметрическом поле региона эта зона, имеющая достаточно сложную конфигурацию, фиксируется «нейтральными» значениями силы тяжести.

3. Зона обширных гравитационных минимумов, совпадающих с блоками земной коры повышенной мощности (38—42 км), для которых характерно увеличение мощности метаандезитового и метабазальтового слоев. Занимая в структурах Сихотэ-Алиня центральное положение, эта зона разделена участками «нейтрального» гравитационного поля на ряд изолированных или соединенных узкими перемычками блоков (см. рис. 1).

4. Западнее Центральной зоны (с корой повышенной мощности), положение которой соответствует области гравитационных максимумов, вновь располагаются структуры с уменьшенной мощностью коры — до 36—34 км в зоне Арсеньевского трога и 33—30 км на Ханкайском срединном массиве. Этим структурам соответствуют зоны обширных гравитационных максимумов, разделенных участками с гравиметрическими характеристиками, близкими к нулевым.

5. Наконец, в южной и юго-западной части Приморья, где мощность коры составляет 30—32 км, выделяется серия линейных гравитационных максимумов. Их положение совпадает с зонами верхнепермских прогибов с базальтоидным магматизмом.

Особенности размещения главнейших оловорудных и полиметаллических узлов относительно выделяемых зон с различным типом глубинного строения показаны на рис. 1 и 2. Анализ графических материалов свительствует о том, что подавляющая масса оловорудных месторождений приурочена к Центральной зоне, объединяющей блоки с наиболее мощной континентальной корой. Вдоль западной границы этой зоны сосредоточены редкометалльные месторождения кварцево-жильного грейзенового типа. В Переходной зоне, занимающей промежуточное положение — между гравитационными минимумами Центральной зоны и Дальнегорской

системой гравитационных максимумов, расположена подавляющая часть месторождений сульфидно-касситеритового и силикатно-касситеритового типа. Для Кавалеровского, Верхнеуссурийского и Фурмановского рудных районов, приуроченных к Переходной зоне, положение месторождений различных генетических типов определяется структурами мантийного диапира. С его центральной частью совмещены месторождения скарново-полиметаллического Дальнегорского района, скарново-магнетитовые (с шеелитом) Ольгинского района, которые сменяются далее месторождениями касситерит-сульфидного, а затем и касситерит-силикатного типа.

Оловорудные месторождения Арминского района расположены главным образом внутри Дальнетаежного гравитационного минимума, что как будто бы не соответствует рассматриваемой общей схеме стереометаллогенической рудной зональности Сихотэ-Алиня. Это несоответствие легко устраняется, если принять во внимание, что образование месторождений Арминской группы связано с самостоятельно развивавшимся Бикино-Единским мантийным диапиром. Судя по положению ареала гравитационных максимумов, он располагался севернее Дальнегорского диапира; его юго-западное ответвление глубоко вдается в структуры Дальнетаежного блока.

Рассмотренная стереометрическая модель, удовлетворительно объясняя общий характер рудной зональности Сихотэ-Алиня, по-видимому, нуждается в дополнительном привлечении материалов о развитии тектономагматических систем (ТМС) и динамике образования блоковых структур региона. Это представляется тем более необходимым, что блоки Центральной зоны гетерогенны по своему строению. Судя по геофизическим данным, они погружены на разную глубину. Особенности развития блоковой структуры Приморья могут быть выявлены при анализе образования важнейших тектономагматических систем региона, формировавшихся как структуры активизации. С учетом имеющихся геологических материалов последовательность их образования представляется следующей.

Прежде всего следует подчеркнуть, что, по мнению многих исследователей, образование ТМС Сихотэ-Алиня происходило на древнем платформенном основании. Платформенный режим здесь установился в кембрии. Начиная с девона здесь формируются структуры метасводового поднятия, область развития которых распространялась вплоть до Малого Хингана. Именно с этим периодом связано становление огромных гранитных батолитов, сохранившихся на Буреинском и Ханкайском массивах и в Южно-Приморской зоне.

Образованием гранитных батолитов завершается первый этап истории развития ТМС Сихотэ-Алиня, связанный с активизацией структур древнего континента. После этого начинается распад сводового сооружения. В девоне — нижней перми в обрамлении блоков Ханкайского массива образовалась цепь впадин проседания. В триасе — юре они объединились в единую систему Арсеньевского тектонического трога (рис. 3), заполненного вулканогенно-кремнистым терригенным материалом. Одновременно к востоку от него формировалась аналогичная Дальнегорская ТМС, которая важнейшими этапами развития вполне сопоставима с Арсеньевской. Учитывая сложность развития указанных структур, для их обозначения наиболее удобен термин «тектонический ров», впервые использованный В. И. Смирновым [1965].

На рубеже J_3 — K_1 область внутреннего поднятия (срединного массива) Сихотэ-Алиня испытала дробление на блоки и резкое погружение. В плане тектонические рвы как бы двигались навстречу друг другу, «накатываясь» на срединный массив, расчленяя его на отдельные блоки. В позднеюрское время, по мнению С. А. Щеки, здесь формировался комплекс субаэральных вулканитов погской свиты [Вулканические пояса..., 1984], а по глубоким рифтам внедрялись щелочно-ультрамафитовые интрузии.

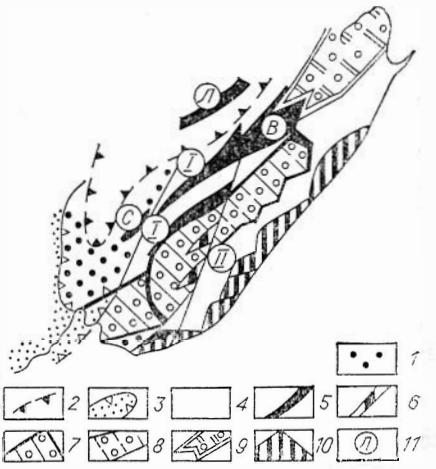


Рис. 3. Основные структурно-тектонические элементы складчато-глыбовой области Сихотэ-Алиня (с учетом гравиметрических данных В. К. Клюева).

1 — фрагменты дорифейской континентальной коры; *2* — южная граница Амуро-Уссурийской геосинклинальной системы; *3* — контур пермских рифтогенных прогибов (Южно-Приморский свод); *4* — Арсеньевский (I) и Дальнегорский (II) тектонические рвы — P_2 — K_1; *5* — структуры Т — J палеорифтов; *6* — зоны развития верхнеюрских субаэральных вулканитов; *7—9* — Партизанский (*7*), Южно-Сихотэ-Алинский (*8*), Анюйский (*9*) блоки Центрального поднятия; *10* — аккреционные блоки Прибрежной зоны; *11* — вольфрамоносные районы.

Как уже подчеркивалось выше, в гравитационном поле Сихотэ-Алиня погруженные блоки срединного массива фиксируются зонами разуплотнения. Восточнее располагается область гравитационных максимумов (см. рис. 1), которая по данным ГСЗ интерпретировалась как базальтовый и андезитовый валы Сихотэ-Алиня [Радкевич и др., 1975]. С учетом гравиметрических данных поднятие поверхности М под Кавалерово («базальтовый вал») имеет изометрические, а не линейные очертания. Это поднятие широтного направления причленяется к линейным гравиметрическим максимумам северо-восточного направления, трассирующим андезитовый вал. Таким образом, выделенные нами ранее элементы глубинной структуры Восточного Сихотэ-Алиня — базальтовый и андезитовый валы — образуют, судя по положению гравитационных максимумов, единую систему «тройных контактов» [Бауман, 1985]. Такие структуры характерны для зон разрушения сводовых (аркогенных) сооружений. Это второй, наиболее существенный, этап развития областей активизации восточно-азиатского типа, приводивший к кардинальной перестройке древних платформенных сооружений.

Наряду с мощными системами положительных гравитационных максимумов, фиксирующих Арсеньевскую и Дальнегорскую троговые зоны с приуроченными к ним зонами мантийных диапиров, в Сихотэ-Алине намечаются и другие структуры аналогичного типа. Их образование, обусловленное дроблением коры, ее растяжением и подъемом по зонам разломов мантийных выплавок, характерно для разных этапов разрушения древнего свода Сихотэ-Алиня. Такого рода системы, реставрируемые по положению гравитационных максимумов, характерны для Западно- и Южно-Приморской зон. Это относительно древние — верхнепермские — системы распада сводового сооружения.

К северу от Дальнегорского диапира расположена уже упоминавшаяся Бикино-Единская система гравитационных максимумов (см. рис. 2). Эти аномалии, образующие ее западное ответвление, разделяют Верхнебикинскую и Верхнеуссурийскую зоны разуплотнения, соответствующие опущенным блокам срединного массива. По западному ответвлению Бикино-Единской системы тройного распада, очевидно, происходило отчленение Анюйского блока срединного массива от блоков его южного фланга.

В пределах Арминского блока оловорудные месторождения располагаются в зоне влияния юго-западного ответвления рассматриваемого гравитационного максимума, совпадающего с зоной Арминского нижнемелового прогиба, структуры которого развивались в связи с погружением блоков Центрального поднятия. Общая схема металлогенической зональности сохраняется: вблизи гравитационного максимума расположены месторождения касситеритово-сульфидной формации, на наибольшем удалении — касситеритово-кварцевой. Проявления минерализации касситерит-силикатного типа расположены между этими зонами.

Рассмотренные особенности развития ТМС региона подчеркивают динамичность и разноплановость формирования его блоковых структур. Здесь, наряду с зонами, вступившими в орогенный этап развития, существовали остаточные прогибы, в пределах которых отдельные блоковые системы продолжали испытывать погружение. В сеноман-туронское и турон-сантонское время в регионе происходило образование мощных зон субаэральных вулканитов по периферии орогенного сводового сооружения, которое испытало перестройку в дат-палеоценовое время. Так, в Кавалеровском рудном районе с орогенным периодом связана касситерит-силикатная минерализация (турмалинового типа), тесно ассоциирующая с трахиандезит-монцонит-сиенитовым магматизмом. В богопольское время (K_2 — Р) произошла новая вспышка субаэрального кислого вулканизма, инициированная распадом сводового сооружения, существовавшего ранее на месте Японского моря. Гравиметрическими схемами к востоку от Прибрежного поднятия фиксируется положение мантийного диапира с мощностью коры в 24 км (рис. 4). Этому периоду в Кавалеровском районе синхронно формирование кварцево-касситеритовых и кварцево-силикатных месторождений палеоценового возраста.

Представленные выше стереометаллогеническая, тектономагматическая и геодинамическая модели хорошо сопоставимы с разработанной ранее петролого-геохимической моделью Барсукова — Дмитриева. В соответствии с нею металлогеническая специализация поясов складчато-блокового строения — с обособлением зон оловорудного и золоторудного профиля — закладывается уже на раннем этапе развития тектономагматических систем. В краевых частях, обычно приуроченных к их выходу в жесткие структуры кристаллического массива, амплитуда вертикальных блоковых движений была минимальной, в результате чего формировались обогащенные глиноземом базальтоидные расплавы. В этом случае динамические нагрузки на мантию оказывались минимальными. Процессы выплавления базальтоидных расплавов протекали при низкой температуре (800—1000°С) и малой степени плавления мантийного вещества; их дифференциация происходила с накоплением в ранних кристаллизатах пироксена и роговой обманки, «сорбирующих» золото, медь.

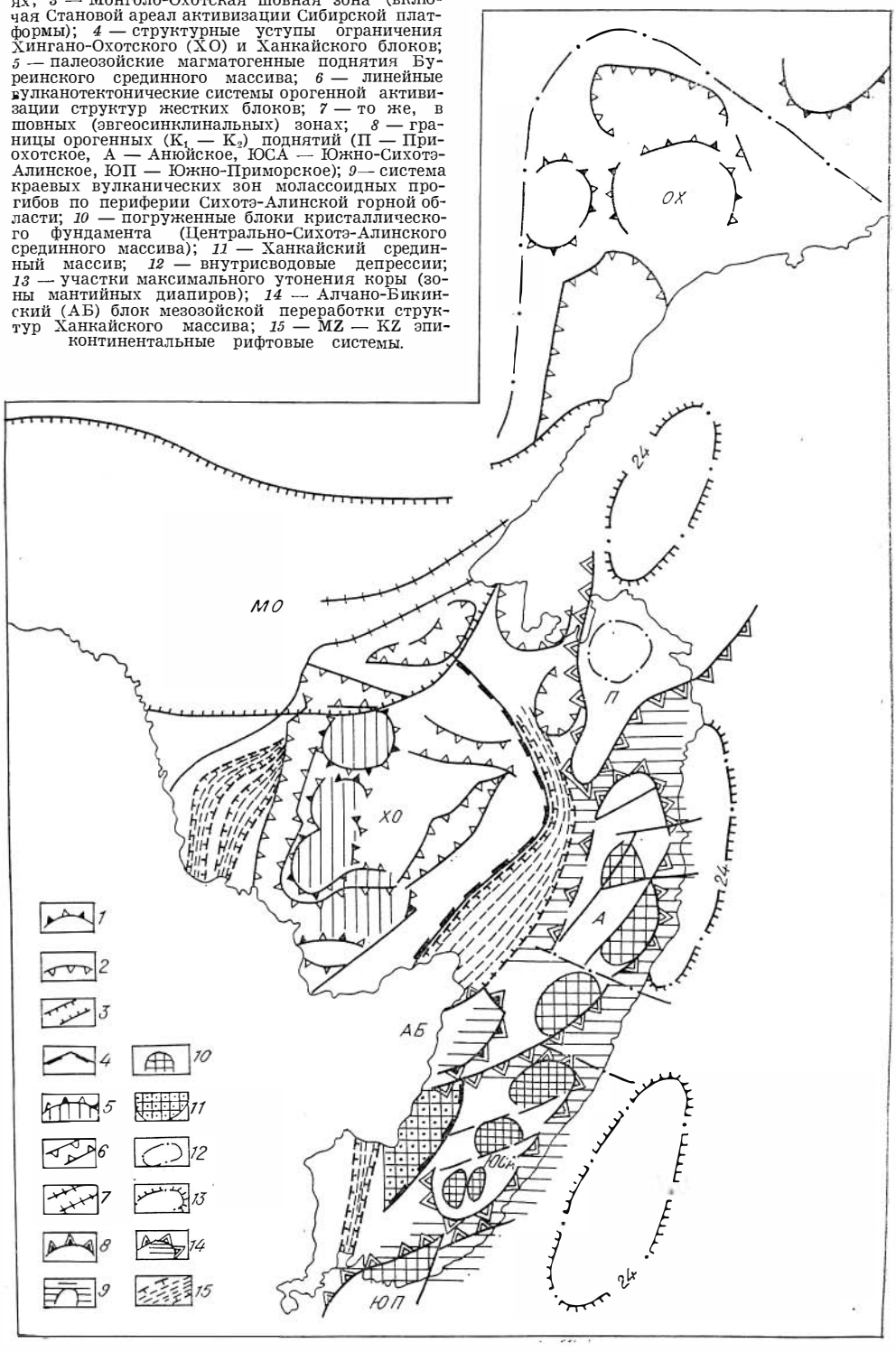
В центральной части структурных зон геодинамическая ситуация была иной. Больший размах вертикальных блоковых движений обеспечивал высокую степень динамических воздействий на вещество мантии, что способствовало образованию высокомагнезиальных расплавов, формировавшихся при большей степени плавления мантийного пиролита при температуре 1100—1200°С. Кристаллизация этих магм протекала с накоплением в кумуляте оливина, изоморфно захватывающего олово [Барсуков, Дмитриев, 1975].

Следовательно, обогащение ранних дифференциатов базальтового расплава оливином или пироксеном и амфиболом должно приводить как к металлогеническому, так и к петрохимическому различию.

В последнем легко убедиться, если нанести исходные базальтовые расплавы магматических серий пород оловорудных и золоторудных районов на известную диаграмму Мейсона, демонстрирующую условия появления ранних дифференциатов (рис. 5). На этой диаграмме видно, что исходный базальтовый расплав, дающий магматические серии пород золоторудных районов, попадает в поле *а* — обыкновенных базальтов. Здесь ранними минеральными фазами являются пироксен и амфибол, накопление которых и приводит к обогащенности алюминием и натрием и рассеянию олова в кристаллизующихся минералах. Исходный расплав оловорудных районов попадает на той же диаграмме в поле *в*, характеризующееся накоплением оливина и отсутствием амфибола при кристаллизации. Это вызывает обогащенность формирующихся пород магнием и пониженную концентрацию Fe^{3+}. Из рис. 5 следует, что выплавление «оловоносных» магматических серий возможно при частичном плавлении погружающихся блоков земной коры. Далее, при подъеме расплава (об-

Рис. 4. Тектономагматические системы складчато-глыбовых структур восточно-азиатского типа (с учетом схемы А. Б. Игнатьева и др. [1982]).

1 — магматогенные поднятия Охотского (ОХ) аркогенного свода; *2* — периферические вулканотектонические впадины проседания на его крыльях; *3* — Монголо-Охотская шовная зона (включая Становой ареал активизации Сибирской платформы); *4* — структурные уступы ограничения Хингано-Охотского (ХО) и Ханкайского блоков; *5* — палеозойские магматогенные поднятия Буреинского срединного массива; *6* — линейные вулканотектонические системы орогенной активизации структур жестких блоков; *7* — то же, в шовных (эвгеосинклинальных) зонах; *8* — границы орогенных (K_1 — K_2) поднятий (П — Приохотское, А — Анюйское, ЮСА — Южно-Сихотэ-Алинское, ЮП — Южно-Приморское); *9* — система краевых вулканических зон молассоидных прогибов по периферии Сихотэ-Алинской горной области; *10* — погруженные блоки кристаллического фундамента (Центрально-Сихотэ-Алинского срединного массива); *11* — Ханкайский срединный массив; *12* — внутрисводовые депрессии; *13* — участки максимального утонения коры (зоны мантийных диапиров); *14* — Алчано-Бикинский (АБ) блок мезозойской переработки структур Ханкайского массива; *15* — MZ — KZ эпиконтинентальные рифтовые системы.



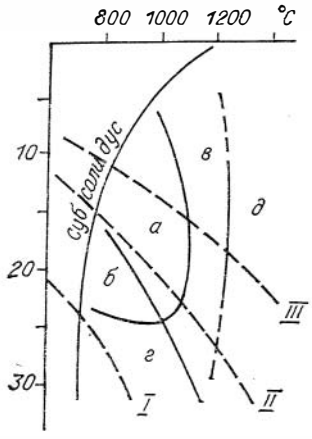


Рис. 5. Обобщенная диаграмма фазовых равновесий при частичном плавлении лерцолита в присутствии воды (по Мейсону).

I — геотермы щитов; II — геотермы океанов; III — положение геотермы (распределения температур), соответствующее повышенной степени частичного плавления лерцолита в присутствии воды. Поля: *а* — оливин + ортопироксен + клинопироксен + + амфибол + шпинель + жидкость + пар; *б* — оливин + ортопироксен + клинопироксен + амфибол + шпинель + гранат + + жидкость + пар; *в* — оливин + ортопироксен + клинопироксен + шпинель + жидкость + пар; *г* — оливин + ортопироксен + + гранат + жидкость + пар; *д* — оливин + ортопироксен + +шпинель + жидкость + пар.

разовавшегося на глубине 40—50 км) на уровень 15—20 км происходила адиабатическая декомпрессия с повышением температуры на 100—200°С. Это соответствует переходу расплавов из области *а*, характеризующей нормальные серии, свойственные золоторудным районам, в область *в*, типичную для магматических серий оловорудных районов.

Таким образом, инверсия вертикальных движений блоков земной коры, смена их опускания поднятием является, по-видимому, обязательным условием формирования и внедрения расплавов, давших магматические серии пород оловорудных провинций. Более того, чем больше и резче будет поднят ранее опущенный блок, тем более вероятно формирование в нем магматических серий пород, свойственных оловорудным провинциям.

Из изложенного следует, что представленная модель формирования оловопродуктивной ТМС, базирующаяся на анализе особенностей геологического развития Приморского региона, может служить хорошей основой для создания петрохимических, физико-химических и геохимических моделей, что в конечном итоге позволит определить факторы, обусловливающие проявление оловянного рудообразования, и количественно оценить условия, необходимые для формирования промышленного оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова.— М.: Наука, 1974.— 148 с.

Барсуков В. Л., Бакулин Ю. И., Волосов А. Г. и др. Геодинамические и петрогеохимические принципы прогноза рудоносности Дальнего Востока // Геохимия.— 1985.— № 8.— С. 1078—1089.

Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О роли мантийных источников рудного вещества в формировании и размещении некоторых месторождений полезных ископаемых // Геология рудн. месторождений.— 1975.— № 4.— С. 17—29.

Бауман Л. Положение сульфидных геосинклинальных месторождений в плитотектоническом цикле // Эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1985.— С. 186—210.

Вулканические пояса Востока Азии/Под ред. А. Д. Щеглова.— М.: Наука, 1984. — 503 с.

Игнатьев А. Б., Бельтенев Е. Б., Белый В. Ф. и др. Карта вулканотектонических структур прибрежно-материковой части Дальнего Востока СССР/Под ред. Н. А. Шило, Ю. А. Косыгина.— М., 1982.

Левашев Г. Б. Магматическая геохимия олова и вольфрама.— М.: Наука, 1978.— 143 с.

Смирнов А. М. Комплекс основания геосинклинальных зон северо-запада Тихоокеанского пояса // Геология и магматизм Дальнего Востока.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.— С. 3—6.

Смирнов В. И. Металлогения тектонических зон геосинклиналей // Вопросы металлогении.— М.: Недра, 1965.— С. 29—44.

Радкевич Е. А., Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др. Глубинное строение Приморья по данным ГСЗ и вопросы магматизма и металлогении // Геология и геофизика.— 1975.— № 1.— С. 3—14.

СУРЬМЯНЫЕ, РТУТНЫЕ И ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Э. Я. Прушинская, Б. О. Манучарянц, В. Г. Владимиров

ОСНОВЫ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОКА СССР

Генезис золото-сурьмяных месторождений Якутии — проблема остродискуссионная. Высказано несколько различных точек зрения: месторождения метаморфогенно-гидротермальные [Бергер, 1978], полигенные и полихронные [Индолев и др., 1980], магматические, кристаллизовавшиеся из рудной магмы [Некрасов, 1984].

Наши данные позволяют считать, что золото-сурьмяные месторождения генетически однородны, не связаны с проявлениями магматизма и относятся к телетермальным (в понимании В. П. Федорчука [1985]). Они формируются в заключительный этап мезо-кайнозойского тектогенеза в связи с активизацией наиболее крупных, шовных, разломов.

Рассмотрим основные черты строения и геологической позиции золото-сурьмяных месторождений.

Минералого-геохимические особенности месторождений. В месторождениях выделяется семь минеральных ассоциаций [Прушинская, Манучарянц, 1981]: 1) арсенопирит-пиритовая, температура выделения, рассчитанная на основании определения изотопного состава серы по формуле Х. Омото, Р. Рая [1982], составляет 340—345°С; 2) существенно кварцевая, $T_{гом}$ = 320—230°С*; 3) полисульфидно-кварцевая, $T_{гом}$ = = 305—170°С; 4) антимонит-бертьеритовая, $T_{гом}$ = 250—170°С; 5) золото-антимонитовая, $T_{гом}$ = 240—160°С; 6) доломит-кварцевая, $T_{гом}$ = = 165—125°С; 7) диккит-гидрослюдистая. Главные минеральные ассоциации — арсенопирит-пиритовая, существенно кварцевая и золото-антимонитовая. Они развиты практически на всех золото-сурьмяных месторождениях. Антимонит-бертьеритовая ассоциация проявлена локально. Входящие в нее минералы образуют мелкие гнезда и прожилки вблизи главных кварц-антимонитовых жил, иногда встречаются в виде реликтов в самих жилах и реже слагают самостоятельные, пространственно обособленные тела. Последовательность отложения минеральных ассоциаций надежно устанавливается по взаимоотношениям минералов и редким случаям пересечения минеральных агрегатов. Она подтверждается также температурными характеристиками, которые свидетельствуют о плавной регрессивной направленности процесса.

Между отложением ранних ассоциаций (1—3), где доминирует кварц, и более поздних сульфидных (4—5) часто фиксируется период тектонической активизации рудовмещающих структур. Жильный кварц претерпевает пластическую деформацию и нередко бывает раздроблен, на него накладывается антимонит, который не только и не столько цементирует, сколько корродирует и замещает его. При этом молочно-белый кварц растворяется и переотлагается вместе с антимонитом в виде прозрачных каемок регенерации и обособленных кристаллов. Поскольку этот кварц играет немаловажную роль в генетических построениях, о нем необходимо сказать несколько подробнее. Хрусталевидный (или рисовидный) кварц представлен мелкими дипирамидальными кристалликами со слабым развитием призматических граней. Часто они недооформлены и име-

* Здесь и далее приводятся температуры гомогенизации газово-жидких включений в кварце соответствующей ассоциации.

ют скелетный или футляровидный облик, что говорит о метасоматическом способе роста. В центральных частях более крупных кристаллов можно увидеть реликты раннего молочного кварца, служившего затравкой для роста хрусталевидных индивидов. Определение температур гомогенизации газово-жидких включений в хрусталевидном кварце дает отчетливый температурный интервал 250—160°С с максимумом значений 220—200°С. В реликтовых участках эти температуры несколько выше: до 280°С [Манучарянц, Маркова, 1977; Манучарянц, и др., 1979]. Из приведенных данных видно, что золото-антимонитовая ассоциация, включающая регенерированный кварц, отлагалась при умеренных, а не высоких температурах, как полагают некоторые исследователи.

Изучение типоморфизма минералов выявило еще одну, важную в генетическом отношении особенность. Арсенопирит ранней ассоциации сурьмянистый: содержание Sb колеблется от 0,17 до 1,0 мас.% (химические и электронно-зондовые анализы), и это отличает его от арсенопирита золото-кварцевой малосульфидной формации. Надо сказать, что именно к этой формации относили раньше арсенопирит-пиритовую ассоциацию сторонники идеи полихронности золото-сурьмяных месторождений.

В антимоните I генерации (антимонит-бертьеритовая ассоциация) наблюдается повышенная мышьяковидность: 0,9—1,6 мас.% As. Таким образом, в составе минералов от ранних к поздним наблюдается геохимическая преемственность. Сквозная золотоносность прослеживается через все ассоциации рудного периода, хотя состав и характер золота заметно меняются. В ранних сульфидах оно тонкодисперсное, «невидимое». В полисульфидно-кварцевой ассоциации золото наиболее крупное с относительно низкой пробой. В антимонит-бертьеритовой ассоциации золото пылевидное. Основная масса золота связана с золото-антимонитовой ассоциацией. Оно в основном пылевидное и очень мелкое, распределено равномерно; проба относительно высокая и коэффициент ее вариации низок.

Говоря о минералого-геохимических особенностях золото-сурьмяных месторождений, необходимо сказать о фациальных изменениях в составе руд. В пределах Адыча-Тарынской зоны выделяется несколько минеральных типов руд: золото-антимонитовый, резко преобладающий, (золото)-бертьеритовый, антимонитовый и антимонит-сурьмяный (сурьма самородная). В большинстве случаев месторождения, и особенно рудопроявления, представлены одним минеральным типом, остальные, если и встречаются, существенной роли не играют. Руды антимонитового типа отличаются незначительной золотоносностью или отсутствием золота, хотя отдельные пробы бывают аномальными. Такие руды можно встретить на флангах месторождений, в поперечных нарушениях или в тех рудных узлах, где практически не проявлена золото-кварцевая малосульфидная формация инверсионной стадии. Бертьеритовые жилы тяготеют к полям контактовых роговиков и связанных с ними магнитных аномалий. Такие блоки обогащены железом и обеднены серой, и это, по всей вероятности, приводит к возникновению бертьерита вместо антимонита + + пирита, что согласуется с данными П. Бартона [Barton, 1971], исследовавшего фазовые равновесия в системе Fe — Sb — S. Появление редуцированной антимонит-бертьеритовой ассоциации на фронте сурьмяной минерализации также понятно, поскольку процесс рудоотложения идет с нарастанием активности серы.

Еще более характерно положение жил с самородной сурьмой. Они локализованы либо в гранитах, либо в их ближайшем экзоконтакте, т. е. в среде, весьма бедной серой. Эти жилы очень слабо или незолотоносны.

Таким образом, фациальная изменчивость руд обусловлена средой рудоотложения, где главную роль играет режим серы. Степень золотоносности руд, по-видимому, зависит от путей миграции гидротермальных растворов, о чем будет сказано ниже.

Изучение жил с самородной сурьмой имеет еще один аспект. Некоторые авторы рассматривают ее как продукт контактового метаморфизма антимонита [Бергер, 1978, с. 83], обосновывая добатолитовый возраст золото-сурьмяных проявлений. Этому противоречат следующие факты. Жилы с самородной сурьмой залегают как в контактовых роговиках, связанных с разновозрастными гранитами, от ранне- до позднемеловых (рудопроявления Буркандинское, Тобычанское), так и в самих гранитах (рудопроявление Верхнебургалийское). Самородная сурьма в этих объектах образовалась не после антимонита, а до него: она обрастает антимонитом, пересекается и частично замещается им. Кроме того, сурьма отличается и более высокой степенью динамометаморфизма (грануляцией и сланцеватостью), тогда как антимонит практически не деформирован: он образует лучистые сростки или агрегаты с лапчатым очертанием зерен. Сурьма характеризуется высокой степенью чистоты и не содержит мышьяка, примесь которого считается признаком высокотемпературного процесса. Температура гомогенизации газово-жидких включений в кварце из рассматриваемых жил находится в пределах 350—250°С, как и в золото-антимонитовых жилах.

В качестве аргумента в пользу контактового метаморфизма золото-сурьмяных руд В. И. Бергер и др. [1983] приводят рудопроявление Марковское, в котором обнаружены маккинавит Fe_9S_8 и микровключения самородной сурьмы. Оба этих минерала, по мнению автора, образовались при термальном воздействии интрузии гранитоидов при температуре 400°С. Однако Д. Воганом и Дж. Крейгом [1981, с. 333] показано, что природные маккинавиты являются низкотемпературными и разлагаются в интервале 120—135°С с образованием пирротина.

Таким образом, не выявлено ни одного достоверного факта контактового метаморфизма золото-сурьмяных руд.

Геолого-структурная позиция месторождений. Адыча-Тарынская рудная зона контролируется разломом глубокого заложения, который разграничивает две крупные разнородные мегаструктуры: Адыча-Эльгинский брахиантиклинорий и Иньяли-Дебинский синклинорий с линейным типом складчатости. Исследование фаций и мощностей осадочных толщ показывает, что по крайней мере с норийского века разлом влиял на осадконакопление: к западу от него накапливались существенно песчаные отложения, а к востоку — значительно более глинистые повышенной мощности. Эта фациальная смена происходит очень резко, без сколько-нибудь выраженного перехода, что позволило выделить и откартировать главное нарушение зоны глубинного разлома — Тектонический шов. Эта структура представляет собой взбросо-сдвиг с вертикальными амплитудами перемещения северо-восточного крыла не менее 3 км и левосторонним смещением. Тектонический шов фиксирует осевую часть зоны глубинного разлома, общая ширина которой достигает нескольких километров. Вдоль Тектонического шва наблюдается усложнение складчатости, появляются сильно сжатые, часто изоклинальные, вплоть до опрокинутых, складки. Этот главный разлом сечет на своем протяжении поля контактовых роговиков, дайковые пояса, а на юго-восточном фланге — крупнейшую вулканоструктуру, в ядре которой локализован Тарынский субвулкан. Вдоль разлома заложены неотектонические депрессии, и он хорошо трассируется крупными речными долинами.

Суммируя все эти факты, можно расшифровать историю развития глубинного разлома. Заложен он, по всей вероятности, при формировании складчатой зоны на древнем, домезозойском основании. В процессе осадконакопления разлом развивался как сброс с опущенным восточным крылом. При складкообразовании на стадии инверсии разлом был преобразован во взбросо-сдвиг с поднятием восточного крыла. Вдоль него возникла система оперяющих параллельных и непротяженных диагональных разрывов, которые в совокупности создали зону повышенной проницаемости. В дальнейшем, в поздне- или посторогенный период,

когда складчатая система была уже консолидирована, подвижки возобновлялись только вдоль осевой части глубинного разлома — по Тектоническому шву.

Золото-сурьмяные месторождения локализованы в узкой полосе вдоль Тектонического шва: они практически не отклоняются от него более чем на 2—3 км. Рудные узлы приурочены к участкам поперечных осложнений региональных структур, выраженных в виде мелких поперечных складок, флексур, резких ундуляций шарниров продольных складок, систем поперечных разрывов. Рудные тела залегают обычно в продольных, реже в поперечных разрывных нарушениях, и от типов рудовмещающих структур зависит промышленная ценность объектов [Владимиров, Прушинская, 1979].

Взаимоотношение оруденения с магматизмом. В пределах Адыча-Тарынской зоны обнажается около 20 массивов гранитоидов и большое количество даек разнообразного состава: от диабазовых порфиритов до риолитов с явным преобладанием пород среднего состава. Большая часть интрузивов приурочена к поперечным глубинным разломам; дайки образуют пояса субширотного и северо-восточного простирания. Адыча-Тарынский разлом служит как бы границей, к северо-востоку от которой магматизм проявлен более интенсивно, а к юго-западу он почти затухает. Эта закономерность хорошо выражена в характере магнитного поля: интенсивного знакопеременного в первом случае и спокойного во втором.

Интрузивные тела прорывают верхнетриасовые и юрские отложения (вплоть до келловейского яруса). Удовлетворительной схемы расчленения магматических пород не имеется. Общепризнано существование догранитного комплекса малых интрузий, к которому относится подавляющее количество даек. Возраст комплекса — поздняя юра. Так же датируются и крупные субвулканические массивы риодацитов и гиперстеновых дацитов. Граниты (в основном биотитовые и двуслюдяные, редко лейкократовые) относятся к меловым.

Золото-сурьмяное оруденение наложено на позднеюрские дайки среднего и кислого состава. Отличительная черта минерализованных даек — сложная морфология: дайки ветвятся, изгибаются, резко меняются в мощности. Показательна в этом отношении сарылахская дайка риодацитов, испытывающая поперечный изгиб и ветвление. На ее контактах сформировались сложные брекчии за счет многократного дробления застывающей корки, вдавливания осадочного материала в дайку и тонкого инъецирования раздробленных боковых пород магматическим материалом. Позднее на нее наложилось сурьмяное оруденение. Для подобных оруденелых даек характерно наличие трещин, разрывов, смещений как дорудных, так и послерудных. Все это свидетельствует о том, что дайки внедрялись в долгоживущие тектонические зоны, служившие путями миграции для рудоносных гидротерм.

Сурьмяная минерализация установлена также в Тарынском субвулкане, в той его части, где он сечется Адыча-Тарынским разломом.

Сурьмяное оруденение, как отмечалось выше, выявлено в лейкократовых гранитах Верхнебургалийского штока, датируемого ранним мелом (определение в лаборатории абсолютного возраста ИМГРЭ по мусковиту), в роговиках Тобычанского массива биотитовых гранитов (поздний мел [по Ненашеву, 1965]), а также в роговиках между Буркандинским и Оханджинским гранитными интрузивами в Антагачан-Дебинской рудной зоне.

Таким образом, можно считать установленным, что сурьмяное оруденение накладывается на разновозрастные магматические породы, в том числе и позднемеловые гранитоиды. Оно не обнаруживает признаков контактового воздействия интрузивов. Значит, нижняя возрастная граница может быть принята как поздний мел. К этому следует добавить, что определение абсолютного возраста гидромусковита (лаборатория

ИМГРЭ) из Сарылахского и аналогичного ему месторождения показало палеогеновый возраст (57 и 37 млн. лет соответственно), однако следует сказать, что В. И. Бергером [1978] для гидрослюд из тех же месторождений получены другие цифры, соответствующие раннему мелу.

Важное значение в выявлении связи сурьмяного оруденения с магматизмом имеет анализ гравиметрических данных. По характеру гравитационного поля Адыча-Тарынская зона делится на три крупные области: северо-западную, центральную и юго-восточную. Центральная область выделяется по гравитационному минимуму, ей соответствует максимальное развитие гранитоидного магматизма. Северо-западная область имеет повышенный уровень гравитационного поля с ориентировкой изоаномал вдоль Адыча-Тарынского глубинного разлома. В юго-восточной области также наблюдается максимум поля силы тяжести, вытянутый вдоль зоны разлома. Важно подчеркнуть, что максимальная концентрация золото-сурьмяных рудопроявлений приходится на области гравитационных максимумов, сюда же попадают и все месторождения. Напротив, в центральном блоке, которому соответствует гравитационный минимум, золото-сурьмяные рудопроявления редкие. Самое существенное из них приурочено к локальному максимуму.

Для выяснения природы гравитационных аномалий С. Ю. Гершаником (ИМГРЭ) были проведены количественные расчеты по профилю, ориентированному вдоль Адыча-Тарынской зоны. Применялась методика полного нормированного градиента силы тяжести. В результате интерпретации полученных данных построена модель глубинного строения территории. Выделенным в результате качественной интерпретации областям гравитационного поля соответствуют три крупных блока, границы между которыми проходят по зонам тектонических нарушений с глубиной заложения 20—24 км. Поверхность кристаллического фундамента в краевых блоках залегает в среднем на глубине 15 км, в центральном блоке она поднята примерно на 2 км. Таким образом, гравитационным максимумам отвечают прогибы фундамента, а минимумам — выступы гранитизированной консолидированной коры.

Анализ всего имеющегося геологического материала в совокупности с геофизическими данными позволяет достаточно уверенно говорить, во-первых, об отсутствии генетической связи между оруденением и гранитоидным магматизмом (о своего рода антагонизме между этими процессами), во-вторых, о наложенном характере сурьмяного оруденения, т. е. его послегранитном (пост- или позднеорогенном) возрасте.

Что касается источников металлов, то можно высказать следующие соображения. Золото-сурьмяное оруденение проявлено в золоторудных поясах, где наблюдается более или менее полная преемственность золоторудных и золото-сурьмяных зон. В месторождениях удается видеть признаки коррозии раннего золота при наложении антимонита, хотя они и носят локальный характер.

Полученные нами в последнее время данные по концентрациям золота, сурьмы и сероводорода в растворах газово-жидких включений в кварце из золото-сурьмяных месторождений [Колпакова, Манучарянц, 1985] показывают, что растворимость золота повышается с увеличением концентрации сурьмы и сероводорода. Так, содержание сурьмы 0,001 М обеспечивает концентрацию золота в растворе $5 \cdot 10^{-6}$ М, увеличение содержания сурьмы до 0,04 М приводит к увеличению концентрации золота до $4 \cdot 10^{-5}$ М, т. е. почти на порядок. Среднее содержание сероводорода во включениях составляет $n \cdot 10^{-2}$ М, причем концентрация его возрастает в золото-антимонитовой ассоциации, тогда как в безрудных кварцевых жилах она ниже на два порядка. Расчеты, выполненные на основе определения концентраций указанных выше компонентов, позволяют сделать вывод о том, что сурьма и золото переносились близнейтральными растворами в виде гидросульфидных, главным образом гетерополиядерных, комплексов типа $HAuSbS_3^-$ и $H_2AuSbS_3^0$. Все это, вместе взятое, свидетельствует в пользу

того, что золото могло заимствоваться сурьмоносными растворами на путях миграции. Регенерационный характер золота объясняет и его высокую пробу. В свете приведенных данных становится также понятен факт повышенных содержаний золота (в сочетании с сурьмянистостью) в пирите и арсенопирите по сравнению с тем, что мы наблюдаем в месторождениях малосульфидной золото-кварцевой формации. И наконец, объясняется совместная кристаллизация антимонита и золота с некоторым отставанием последнего.

Если источники золота, по всей вероятности, верхнекоровые, то в отношении сурьмы вопрос менее ясен. Сурьма в сколько-нибудь существенной концентрации не характерна для ранних рудных формаций, так или иначе связанных с магматизмом (от среднего до кислого), как не типична она и для сиалических блоков в целом. Связь сурьмы с фемическими блоками, прогибами фундамента, глубинными разломами позволяет предположить, что источники сурьмы глубинные (мантийные или нижнекоровые). Сера, скорее всего, заимствуется из вмещающих пород, о чем свидетельствует зависимость степени сернистости руд от среды рудоотложения. Изотопный анализ серы сульфидов [Прушинская и др., 1985] показал, что она незначительно отклоняется от метеоритного стандарта (варьирует от —3,67 до +6,56%), однако и сера пирита из осадочных толщ, не подвергшихся гидротермальной переработке, укладывается в тот же интервал. Эти данные согласуются с полученными В. И. Бергером [1978].

Таким образом, источники металлов в золото-сурьмяных месторождениях, по-видимому, различны. Однако эти месторождения характеризуются целым рядом устойчивых признаков: однотипным минеральным составом (не считая незначительных фациальных вариаций, зависящих главным образом от режима серы и степени золотоносности растворов), стабильной последовательностью выделения минеральных ассоциаций, их геохимической преемственностью. Все это говорит об общности происхождения золото-сурьмяных месторождений, их генетической однородности, что позволяет рассматривать их в качестве самостоятельной рудной формации. Золото-сурьмяные месторождения контролируются долгоживущими глубинными разломами по границам крупных структурно-фациальных зон, тяготеют к фемическим блокам земной коры, не связаны с проявлениями магматизма, т. е. являются телетермальными средне-низкотемпературными. Они формируются в заключительную стадию развития складчатых систем в связи с тектонической активизацией наиболее крупных, шовных, разломов.

ЛИТЕРАТУРА

Бергер В. И. Сурьмяные месторождения.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 296 с.

Бергер В. И., Шумская Н. И., Шлейкин П. Д. Маккинавит из сурьмяного рудопроявления в Восточной Якутии // Геология рудн. месторождений.— 1983.— № 6.— С. 110—113.

Владимиров В. Г., Прушинская Э. Я. Строение региональных и локальных структур, контролирующих размещение сурьмяного оруденения Яно-Колымской складчатой системы // Геологические критерии оценки ртутного и сурьмяного оруденения.— М.: ИМГРЭ, 1979.— С. 4—10.

Воган Д., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов.— М.: Мир, 1981.— 321 с.

Индолев Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхоянно-Колымской провинции.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 232 с.

Колпакова Н. Н., Манучарянц Б. О. Концентрация сурьмы, золота и сероводорода в гидротермальных растворах, формирующих золото-сурьмяное оруденение (по данным газово-жидких включений) // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов (по включениям в минералах): Тез. докл.— Львов, 1985.— Ч. 2.— С. 64.

Манучарянц Б. О., Маркова Э. А. Генетические особенности золото-сурьмяного оруденения Якутии // Сов. геология.— 1977.— № 1.— С. 127—133.

Манучарянц Б. О., Прушинская Э. Я., Владимиров В. Г. Некоторые данные о характере гидротермальных растворов, формирующих золотое и золото-сурьмяное

оруденение Якутии // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— Т. 2.— С. 210—220.
Некрасов И. Я. О магматогенной природе массивных золото-сурьмяных руд // Докл. АН СССР.— 1984.— Т. 277, № 5.— С. 1235—1239.
Ненашев Н. И. Мезо-кайнозойский магматизм и рудообразование Восточной Якутии.— М.: Наука, 1965.— 250 с.
Омото Х., Рай Р. Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений.— М.: Мир, 1982.— С. 405—446.
Прушинская Э. Я., Манучарянц Б. О. Минеральный состав и парагенетические минеральные ассоциации золото-сурьмяных месторождений СССР // Геология и вещественный состав ртутных и сурьмяных месторождений.— М.: ИМГРЭ, 1981.— С. 34—49.
Прушинская Э. Я., Рябова Т. В., Сокова Н. А., Маркова Э. А. Изотопный состав серы сульфидов золото-сурьмяных месторождений Востока СССР и некоторые вопросы их образования // Минералого-геохимические особенности ртутных и сурьмяных месторождений.— М.: ИМГРЭ, 1985.— С. 44—49.
Федорчук В. П. Геология сурьмы.— М.: Недра, 1985.— 265 с.
Barton P. B. The Fe—Sb—S sistem // Econ. Geol.— 1971.— Vol. 66, N 1.— P. 121—132.

В. И. Бергер, С. В. Мамонов

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ОБОСНОВАНИЕ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВОЙ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Золото-антимонитовая березитовая формация занимает особое место среди других сурьмяных рудных формаций, характеризуясь отличительными чертами состава, морфологии, зональности оруденения. Проявления ее распространены в золотоносных зонах полихронного гранитоидного магматизма и метаморфизма складчатых областей разного возраста — от древнейших раннедокембрийских зеленокаменных поясов до фанерозойских сланцевых трогов, сложенных мощными толщами пород, метаморфизованных в зеленосланцевой фации. Выделяются два крайних морфогенетических типа месторождений, приуроченных к единым рудным зонам и связанных эволюционной последовательностью: 1) послойная золото-антимонитовая с сульфидами минерализация, распределяющаяся стратифицированно и имеющая, вероятно, вулканогенно-осадочное происхождение; сохраняется в виде реликтов в отдельных зонах; 2) жильное золото-антимонит-кварцевое оруденение, наиболее распространенное, рассматриваемое авторами как продукт метаморфогенно-гидротермальной мобилизации ранних, относящихся к первому типу, рудных скоплений и рассеянных надкларковых концентраций сурьмы, мышьяка, золота в слоистых толщах. Именно жильному оруденению, имеющему экономическое значение, посвящена настоящая статья.

Происхождение золото-сурьмяных кварцево-жильных месторождений является объектом давней дискуссии. Еще В. Линдгрен определил их как результат совмещения мезотермального золото-кварцевого и позднего, оторванного во времени эпитермального сурьмяного оруденения. Этот подход получил развитие в работах Н. В. Петровской [1956], А. А. Оболенского, Р. В. Оболенской [1972], Г. Н. Гамянина [1974], Л. Н. Индолева, Ю. А. Жданова и В. М. Суплецова [1980] и др. Согласно иным представлениям, которые берут начало в работах В. Эммонса, Ю. А. Билибина [1959], находят продолжение в работах В. Т. Матвеенко и Е. Т. Шаталова [1958] и развиваются авторами [Бергер, 1978; Бергер, Мамонов, 1982], золото-антимонитовое оруденение представляет собой характерный крайний член ряда золото-кварцевых месторождений складчатых областей. Свидетельством продолжающейся оживленной дискуссии является постановка на Втором всесоюзном совещании по генетическим моделям эндогенных рудных формаций двух докладов с резко

различным подходом к решению проблемы. В «альтернативном» докладе Э. Я. Прушинской и Б. О. Манучарянца [1985], хотя и говорится о генетической однородности золото-сурьмяных месторождений, они отнесены к телетермальному типу, проявившемуся на Востоке СССР в заключительный этап мезозойско-кайнозойского тектогенеза, следующий за внедрением позднемеловых гранитоидов. Острота полемики заставляет нас искать и находить новые доказательства своей правоты, наиболее существенные из которых приведены ниже.

В составе золото-антимонитового оруденения выделяются три главные последовательные рудные ассоциации, сопровождающиеся кварцем, карбонатом и золотом нескольких генераций: I — арсенопирит-пиритовая, II — сульфосольно-полисульфидная, III — бертьерит-антимонитовая. Вторая ассоциация, как правило, редуцирована. Основные отличительные вещественные признаки формации могут быть разделены на две группы. Первые фиксируют отсутствие или малое распространение ряда компонентов, традиционно считающихся характерными для сурьмяных месторождений, вторые подчеркивают своеобразие формации. Признаки первой группы: 1) весьма низкие содержания серебра — обычно до 10 г/т при соотношении Au : Ag = 15 : 1÷5 : 1; 2) низкие содержания ртути в рудах — как правило, ниже 10^{-5}% при отсутствии или слабом развитии контрастных ртутных ореолов рассеяния (этот признак находит также подтверждение в результатах специальных исследований Н. А. Озеровой [1983]); 3) отсутствие в составе оруденения барита, киновари, реальгара, халцедоновидного кварца, столь характерных для так называемых теле- или эпитермальных сурьмяных месторождений. Вторая группа включает такие признаки: 1) устойчивая высокая пробность золота (940—999), связанного с поздней бертьерит-антимонитовой ассоциацией, при направленном снижении этого показателя в более ранних относительно высокотемпературных рудных парагенезисах; 2) березитовый тип околорудных гидротермальных изменений, присущий также золото-кварцевым месторождениям и не характерный для других типов сурьмяных месторождений; 3) локализация оруденения в зонах рассланцевания вдоль взбросо-сдвигов, пластические деформации жил и динамометаморфизм руд, свидетельствующие о формировании и раннем преобразовании месторождений в преобладающих условиях сжатия.

Приведенные признаки не могут оставить сомнения, что золото-антимонитовая березитовая формация представляет собой своеобразный тип сурьмяного оруденения. Гомогенность формации подчеркивается минералого-геохимической преемственностью рудных парагенезисов. В их ряду содержания сурьмы нарастают постепенно от долей процента до десятков процентов — от примеси в пирите и арсенопирите до сульфоантимонитов и далее до главных рудных минералов бертьерита и антимонита. В этой же последовательности постепенно нарастает пробность золота, однонаправленно понижается температура минералообразования (от 380 до 120°С по данным термобарометрии, включая проведенную нами инфракрасную микроскопию газово-жидких включений в антимоните). Ранние и поздние сульфиды фактически неразличимы по изотопному составу серы и свинца [Бергер, 1978]. В целом как геологические, так и тонкие геохимические признаки указывают на гомогенность золото-антимонитовой березитовой формации, одноэтапность процесса ее формирования в металлогеническом смысле.

Региональные и локальные условия размещения оруденения золото-антимонитовой березитовой формации детально изучены в Верхояно-Колымской мезозойской складчатой системе. Рудопроявления распределяются линейно в пределах интенсивной линейной складчатости, разграничивающих блоки пологих складчатых дислокаций. Эти зоны представляют собой фактически межблоковые зоны смятия (Адыча-Тарынская, Иньяли-Дебинская, Ат-Юряхская и др.) длиной в сотни при ширине до первых десятков километров. Их отличает крутая сжатая до изоклиналь-

ной складчатость, интенсивное рассланцевание пород, развитие серий параллельных даек «добатолитового» комплекса — от диабазов до кварцевых порфиров, повышенная мощность (10 км и более) и существенно глинистый состав верхоянского терригенного комплекса. В современной структуре — это необращенные синклинорные зоны с редуцированным гранитно-метаморфическим слоем коры, наличием на глубине под терригенным комплексом меланократового фундамента. Последний устанавливается местами по геофизическим данным и по редким фрагментам — тектоническим отторженцам основных и ультраосновных пород на поверхности. Перемещенные по продольным региональным взбросам и надвигам салические пластины в большинстве мест маскируют первичное глубинное строение таких зон.

Блоки пологих дислокаций характеризуются преобладанием пологих брахиформных складок, концентрацией более 80% гранитоидных интрузий, сравнительно полным развитием гранитно-метаморфического слоя коры, тенденцией к относительному воздыманию на этапе седиментации. Главная сущность структур такого рода — это салические жесткие блоки континентальной коры, с которыми связаны очаги длительного гранитообразования. Палеореконструкция Верхояно-Колымской складчатой системы позволяет предполагать, что формирование мафических сланцевых трогов, преобразованных в зоны смятия, связано с деструкцией рифейского — раннепалеозойского палеократона и раздвигом салических блоков.

Рудоносные зоны смятия сложены преимущественно глинистыми отложениями с повышенной сульфидоносностью и углеродистостью (в породах установлено до 4% графита), с доломитовыми линзами. Такие толщи приближаются по строению и составу к черносланцевой формации. К границам зон, т. е. в краевых частях палеотрогов, увеличивается песчанистость отложений, появляются прослои конгломератов, олистостромовые горизонты. В пределах рудоносных зон смятия авторами выявлен зональный метаморфизм терригенных отложений верхоянского комплекса. На рис. 1 приведен уменьшенный и несколько упрощенный фрагмент карты зонального метаморфизма, охватывающий Адыча-Тарынскую зону смятия и ее обрамление. На карте отражены региональные метаморфические зоны двух этапов: догранитного и синтранитного — контактового.

Региональный метаморфизм первого этапа охватывает всю толщу верхоянского терригенного складчатого комплекса, проявляется в виде слабых изменений, картируемых только с помощью микроскопических методов. Зональность обусловлена закономерной сменой в пространстве субфаций, образующих монометаморфическую серию: андалузит-кордиеритовой (эпидот-амфиболитовой фации), хлорит-биотитовой, серицит-хлоритовой и хлорит-серицит-карбонатной (фации зеленых сланцев). Ширина метаморфических зон колеблется от сотен метров до первых десятков километров. Две первые субфации, образующие изометричные поля, фиксируют положение метаморфических куполов, большая часть которых (85%) приурочена к блокам пологой складчатости. Большинство крупных куполов интрудировано позднемезозойскими гранитоидами, сопровождающимися ореолами контактового метаморфизма второго этапа — ороговикования (биотит-кордиеритовые роговики), биотитизации. Минеральные новообразования метаморфизма второго этапа прослеживаются и на значительном удалении от обнаженных тел гранитоидов над невскрытыми интрузиями и накладываются на региональную метаморфическую зональность первого этапа. Взаимоотношения метаморфических образований и гранитоидов свидетельствуют о формировании их в ходе единого длительного плутоно-метаморфического процесса, охватывающего период около 100 млн. лет от поздней юры до конца мела, частично — палеогена.

Метаморфические зоны обоих этапов занимают отчетливое секущее положение по отношению к слоистости и пликативным структурам. Ин-

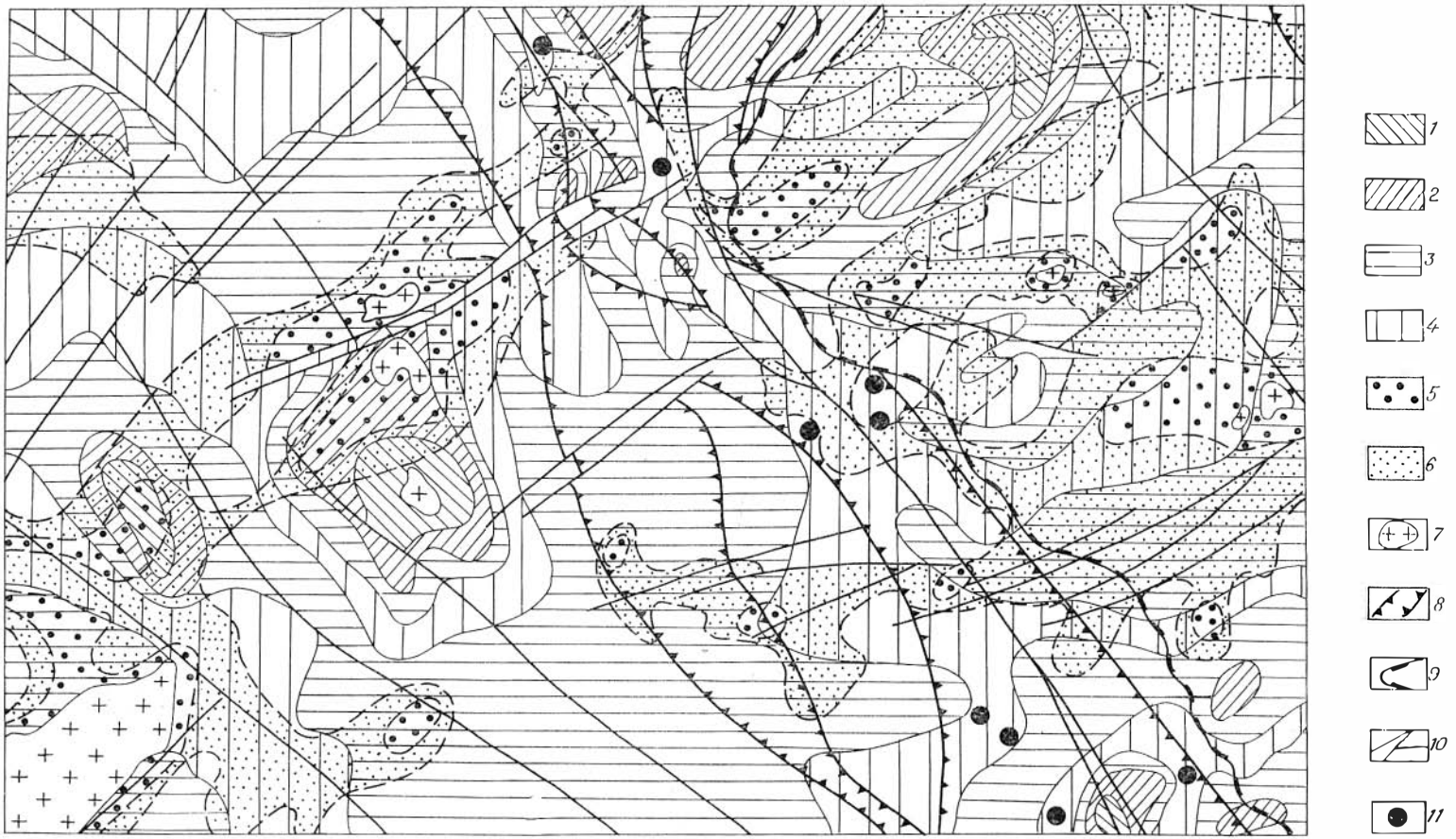


Рис. 1. Схема метаморфической зональности в терригенных отложениях верхоянского комплекса одного из районов Адыча-Тарынской зоны.

1—4 — зоны регионального метаморфизма: *1* — андалузит-кордиеритовая, *2* — хлорит-биотитовая, *3* — серицит-хлоритовая, *4* — хлорит-серицит-карбонатная; *5, 6* — зоны контактового метаморфизма: *5* — кордиеритовых роговиков, *6* — биотитовая; *7* — позднемезозойские гранитоиды; *8* — контуры Адыча-Тарынской зоны; *9* — Чаркы-Индигирский надвиговый покров; *10* — разрывные нарушения; *11* — проявления золото-антимонитовой березитовой формации [Бергер, 1978].

тенсивность и уровень метаморфизма не зависят от стратиграфического положения пород и интенсивности складчатых дислокаций. Рудоконтролирующие зоны смятия пересекаются метаморфическими границами. Наблюдения указывают на продление метаморфической перекристаллизации первого этапа после завершения складчатости, но до развития предрудных зон рассланцевания. Эти соотношения отвечают общему выводу Г. Винклера [1979] о запаздывании динамотермального метаморфизма по отношению к процессу формирования складчатых структур.

В Верхояно-Колымской провинции 97% всех проявлений золото-сурьмяной формации, включая наиболее значимые, приурочены к наиболее низкотемпературной хлорит-серицит-карбонатной метаморфической зоне, обрамляющей купола по периферии. Устанавливается отчетливая согласованность золоторудной зональности с региональной метаморфической зональностью первого этапа. К центральным зонам метаморфических куполов приурочена слабозолотоносная оловянно-вольфрамовая грейзеновая минерализация. По направлению к периферии последовательно проявляется золото-кварцевое оруденение закономерно меняющегося состава: с шеелитом — в хлорит-биотитовой зоне; с арсенопиритом — в серицит-хлоритовой; галенитом, сульфоантимонитами — на границе серицит-хлоритовой и хлорит-серицит-карбонатной зон; с антимонитом — в хлорит-серицит-карбонатной зоне. В части, касающейся золото-кварцевого оруденения, установленный ряд близок к метаморфогенно-золоторудной зональности, выделенной В. А. Буряком [1975].

Геолого-генетическая модель золото-антимонитовой беризитовой формации, построенная без учета фактора метаморфизма, будет не адекватной природным соотношениям. При оценке роли этого фактора наиболее существенными представляются три обстоятельства: 1) золото-антимонитовое оруденение распределяется упорядоченно в поле регионального зонального метаморфизма; 2) оруденение сконцентрировано в породах «продуктивной» хлорит-серицит-карбонатной субфации низкой ступени фации зеленых сланцев; 3) формирование золото-антимонит-кварцевых жил и околорудных березитов следует во времени за региональным зональным метаморфизмом первого этапа, отделяясь от него только развитием зон рассланцевания и трещиноватости вдоль взбросо-сдвигов. Построение модели с участием фактора метаморфизма требует более точной фиксации временного разрыва между этим процессом и золото-сурьмяным рудообразованием, т. е. установления верхней возрастной границы оруденения. Как показывает опыт, калий-аргоновое датирование золото-антимонит-кварцевых жил по гидротермальным слюдам не дает однозначных результатов, хотя большинство определений попадает в интервал 150—120 млн. лет (поздняя юра — ранний мел). Важным фактом является пересечение золото-кварцевых и золото-антимонит-кварцевых жил молодыми постгранитными «эпитермальными» антимонит-халцедон-кварцевыми жилами, не подвергшимися пластическим деформациям (проявления Хаптагай-Хая, Кючюс, Байдах и др.).

На ряде рудопроявлений, размещающихся в экзоконтактовых роговиках позднемезозойских гранитоидов, отмечены специфические сурьмяные парагенезисы, возникновение которых может быть отнесено за счет термального метаморфизма руд. Проверка этого предположения потребовала выбора объекта, находящегося в ореоле контактового воздействия гранитоидов. При этом были отбракованы рудопроявления, подвергшиеся наложению постгранитной «эпитермальной» сурьмяной минерализации, затушевывающей частично или полностью контактовые преобразования руд, как это имеет место, например, на рудопроявлении Буркандья в экзоконтакте Оханджинской интрузии. Специальные исследования были проведены на рудопроявлении Марковском [Бергер и др., 1984]. Оно расположено на северо-западном фланге Адыча-Тарынской зоны (см. рис. 1) в краевой части полосы контактовой биотитизации над невскрытыми меловыми гранитными интрузиями, трассирующими Дербеке-Нельгехин-

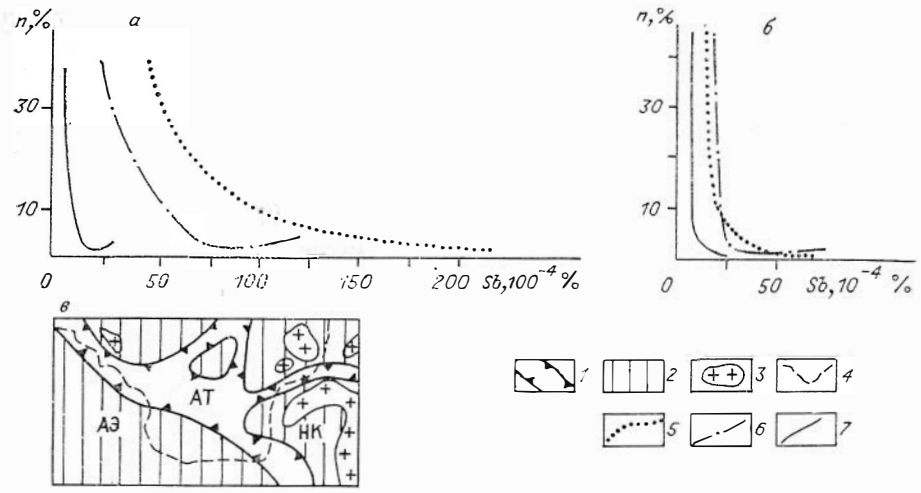


Рис. 2. Распределение сурьмы в зонально-метаморфизованных отложениях Адыча-Тарынской зоны смятия (*а*) и обрамляющих ее блоков пологих дислокаций (*б*) (*в* — схема петрографо-геохимического профиля).

1 — зоны смятия (АТ — Адыча-Тарынская зона); *2* — блоки пологих дислокаций (АЭ — Адыча-Эльгинский, НК — Нелькано-Кулинский); *3* — позднемезозойские гранитоиды; *4* — петрографо-геохимический профиль; *5—7* — кривые распределения сурьмы в породах разных зон метаморфизма: *5* — хлорит-биотитовой, *6* — серицит-хлоритовой, *7* — хлорит-серицит-карбонатной.

ский поперечный линеамент. На этом рудопроявлении ореол контактовой биотитизации наложен на золото-сурьмяную минерализованную зону, изограда биотита сечет ее. Новообразованные рудные ассоциации пирротин-бертьеритовая и самородная сурьма-маккинавитовая являются постдинамометаморфическими. Они представляют собой последовательные продукты термического разложения ранних сульфидов — пирита и антимонита, а также бертьерита в условиях дефицита серы. Полученные на рудопроявлении Марковском доказательства окологранитного контактового метаморфизма руд дают дополнительное веское обоснование верхней возрастной границы золото-антимонитового оруденения в раннем мелу. Таким образом, устанавливается не только пространственная, но и прямая временна́я связь золото-антимонитовой березитовой формации с региональным зональным метаморфизмом.

Исходя из геологических данных, наиболее приемлема метаморфогенно-гидротермальная модель, предполагающая мобилизацию компонентов золото-антимонитовой беризитовой формации из терригенных пород верхоянского комплекса. Закономерная периферическая позиция золото-сурьмяного оруденения в ареалах латеральной золоторудной и метаморфической зональности отражает способность сурьмы концентрироваться практически только в низкотемпературной области градиентного палеогеотермического поля. Это свойство позволяет рассматривать сурьму в качестве выразительного потенциального индикатора перераспределения и мобилизации рудного вещества в зонально метаморфизованных породах. Такова исходная предпосылка геохимического исследования, проведенного с целью аргументации модели.

В юго-восточной части Адыча-Тарынской зоны по рекам Эльги и Индигирка пройден 230-километровый петрографо-геохимический профиль, охватывающий рудоконтролирующую зону смятия и прилегающие части блоков пологой складчатости (рис. 2, *в*). Отбор проб производился из омываемых реками скальных береговых выходов рудовмещающих норийских отложений в отдалении от проявлений золото-антимонитового оруденения. Применение системы «проба — шлиф» позволило точно привязать каждую пробу к определенной метаморфической зоне. Из сравнения были исключены пробы пород с признаками гидротермальных измене-

ний, сопровождающихся, как правило, повышением содержаний сурьмы на один-два порядка. Проанализировано 309 проб (101 проба — в Адыча-Тарынской зоне, 208 — в Адыча-Эльгинском и Нелькано-Кулинском блоках): на сурьму — нейтронно-активационным методом чувствительностью 10^{-4}% (ЦЛ ПГО Уралгеология, г. Свердловск), на 19 элементов — Ni, Co, Cr, Ti, V, Sc, Mn, Cu, Mo, Cd, Pb, Zn, Ag, Sn, Li, Zr, Y, Ba, Sr — количественный спектральный анализ (лаборатория ВСЕГЕИ).

Сурьма резко выделяется среди других проанализированных элементов высокими содержаниями в породах. Кларк сурьмы, по А. П. Виноградову [1962], — $5 \cdot 10^{-5}$%. В существенно глинистых норийских отложениях Адыча-Тарынской зоны смятия среднее содержание сурьмы равно 20,05 г/т (пределы содержаний 2,0—230,0 г/т), т. е. кларк концентрации составляет $K_к = 40$ ($\sigma = 32{,}79$ г/т). В сопредельных блоках пологой складчатости в глинисто-песчанистых отложениях того же стратиграфического уровня содержание сурьмы падает до 6,11 г/т (пределы содержаний 1,0—75,0 г/т, $K_к = 12$, $\sigma = 11{,}82$ г/т). При этом только Cd, Sc, Cu и Ti содержатся в породах в количествах, отвечающих кларкам этих элементов или несколько превышающих их, содержания остальных элементов ниже кларка ($K_к = 0{,}5$—$0{,}9$). Эти данные фиксируют отчетливую сурьмяную геохимическую специализацию норийской рудовмещающей толщи, особенно ясно выраженную в пределах рудоносной зоны смятия.

Первичный характер обогащения пород сурьмой подтверждается ее закономерным распределением в литологических разностях норийских отложений. Сурьма концентрируется в существенно глинистых породах: в алевросланцах (48 проб) 32,3 г/т, в песчаниках (53 пробы) 9,0 г/т. Сопоставление этих данных с данными, приведенными выше, показывает, что падение содержаний сурьмы в блоках пологой складчатости нельзя объяснить только увеличением песчанистости разреза норийских отложений в них. Явное особо интенсивное обогащение сурьмой характерно именно для отложений Адыча-Тарынского палеотрога.

В Адыча-Тарынской зоне смятия сурьма распределяется неравномерно в породах разных субфаций метаморфизма (табл. 1). Максимальные содержания сурьмы характерны для пород хлорит-биотитовой зоны, практически безрудной в отношении золото-антимонитовой березитовой формации, и соседней серицит-хлоритовой зоны, содержащей в краевой части незначительное золото-сульфоантимонитовое оруденение. Минимальные содержания сурьмы установлены в породах рудоносной хлорит-серицит-карбонатной зоны. Направленное уменьшение содержаний сурьмы в породах норийской толщи от высокотемпературной к низкотемпературной субфации метаморфизма наглядно иллюстрируется диаграммой распределения на рис. 2, *а*. Такое распределение сурьмы, подчиненное метаморфической зональности, согласуется с размещением золото-антимонитового оруденения. Его отчетливая концентрация в породах хлорит-серицит-

Таблица 1

Распределение сурьмы (г/т) в норийских отложениях из разных зон метаморфизма в пределах Адыча-Тарынской зоны смятия (I) и обрамляющих ее Адыча-Эльгинского и Нелькано-Кулинского блоков пологой складчатости (II)

Метаморфическая зона	I				II			
	n	$\bar{x}$	σ	Предел содержаний	n	$\bar{x}$	σ	Предел содержаний
Хлорит-биотитовая	28	39,39	43,18	3,0—226,0	73	7,05	13,32	1,0—73,0
Серицит-хлоритовая	24	26,33	38,71	1,0—122,0	42	5,31	11,57	0—75,0
Хлорит-серицит-карбонатная	49	5,91	5,69	1,0—26,0	53	3,47	3,50	1,0—20,0

Примечание. n — число проб; $\bar{x}$ — среднее содержание; σ — среднее квадратичное отклонение.

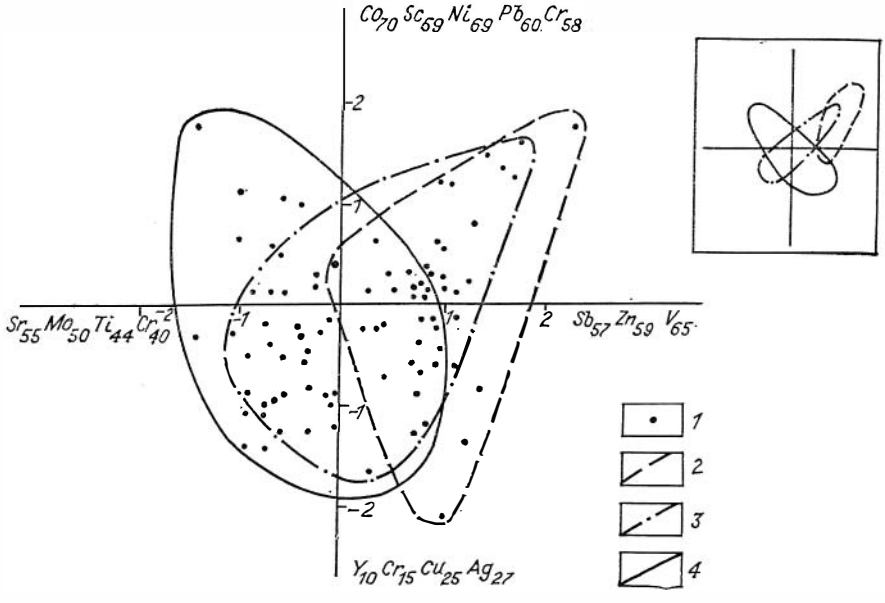


Рис. 3. Общая компонентная диаграмма метаморфизованных норийских отложений Адыча-Тарынской зоны (на врезке — фигуративные поля алевросланцев, входящих в общую диаграмму).

1 — фигуративные точки анализов; *2—4* — границы фигуративных полей зон метаморфизма: *2* — хлорит-биотитовой, *3* — серицит-хлоритовой, *4* — хлорит-серицит-карбонатной.

карбонатной зоны как бы скомпенсирована дефицитом сурьмы в ней, что может быть объяснено мобилизацией металла. Правомерность такого вывода подтверждают «контрольные» данные по распределению сурьмы в норийских отложениях сопредельных блоков пологой складчатости, находящихся на краю предполагаемого ареала мобилизации. Здесь в породах тех же метаморфических зон устанавливаются менее контрастные, но направленные в ту же сторону изменения относительно низких содержаний сурьмы (см. правую часть табл. 1, рис. 2, *б*).

Мобилизация сурьмы должна была привести, очевидно, к нарушению ее связей с другими элементами-примесями в породах рудоносной метаморфической зоны. Чтобы проверить такую возможность, объединенная выборка анализов по норийским отложениям Адыча-Тарынской зоны смятия (101 анализ) подвергнута математической обработке по методу главных компонент. Построена (рис. 3) компонентная диаграмма в плоскости двух главных осей (вклад соответствующих компонент в суммарную 50%). На диаграмме фигуративные поля пород хлорит-биотитовой и серицит-хлоритовой субфаций значительно перекрывают друг друга и ориентированы одинаково. Поле рудоносной хлорит-серицит-карбонатной субфации занимает на диаграмме несколько обособленное положение и ориентировано почти под прямым углом к полям двух других субфаций. Особенно отчетливо эта тенденция проявлена на диаграмме, построенной отдельно для выборки анализов алевросланцев (см. врезку на рис. 3). Таким образом, факторный анализ выявляет явную обособленность рудоносной метаморфической зоны по ассоциациям элементов-примесей в породах. Изучение корреляционных связей сурьмы с другими элементами показало, что в породах всех трех метаморфических зон сохраняются устойчивые положительные связи сурьмы с V, Sn, Zr, но в хлорит-серицит-карбонатной зоне полностью нарушаются связи ее с Ag, Ni и др. (табл. 2). Несмотря на некоторую вполне оправданную геохимическую преемственность, породы рудоносной метаморфической зоны несут явные черты перестройки связей сурьмы с другими микроэлементами. Этот факт может служить дополнительным аргументом мобилизации сурьмы из пород хлорит-сери-

Таблица 2

Коэффициенты корреляции наиболее распространенных элементов-примесей в норийских отложениях из разных метаморфических зон (в пределах Адыча-Тарынской зоны смятия)

I. Хлорит-биотитовая зона

	Sb	Ni	V	Zn	Ag	Sn
Zr	0,36	0,01	—0,12	0,05	0,33	—0,25
Sn	0,26	0,22	0,67	—0,09	—0,45	
Ag	0,21	0,05	0,22	0,05		
Zn	—0,06	0,05	0,22			
V	0,43	0,49				
Ni	0,33					

II. Серицит-хлоритовая зона

	Sb	Ni	V	Zn	Ag	Sn
Zr	0,49	0,37	0,42	0,48	0,17	0,53
Sn	0,42	0,20	0,06	0,78	0,33	
Ag	0,41	0,21	—0,03	0,33		
Zn	0,58	0,37	0,30			
V	0,46	0,33				
Ni	0,40					

III. Хлорит-серицит-карбонатная зона

	Sb	Ni	V	Zn	Ag	Sn
Zr	0,31	0,49	0,20	0,20	0,12	0,49
Sn	0,21	0,25	0,20	0,36	—0,05	
Ag	—0,13	0,33	0,19	0,18		
Zn	0,48	0,08	0,59			
V	0,28	0,30				
Ni	0,02					

Критические значения коэффициентов корреляции при уровнях значимости 0,05 и 0,01

Зона	0,05	0,01
I	0,37	0,48
II	0,40	0,52
III	0,28	0,35

цит-карбонатной зоны. Простейшие арифметические подсчеты показывают, что в процессе мобилизации из нее было вынесено около 9 тыс. т сурьмы на 1 км³.

Причины мобилизации сурьмы только из одной хлорит-серицит-карбонатной зоны с частичным захватом и соседней серицит-хлоритовой зоны

остаются не ясными. Можно говорить о вероятном активизирующем влиянии карбонатной среды. Или предположить особо устойчивые формы консервации сурьмы в породах хлорит-биотитовой зоны, где отмечена сильная положительная корреляционная связь сурьмы с титаном, кадмием, медью, не свойственная породам других метаморфических зон (может быть, присутствие содержащего сурьму рутила, встречающегося в высокометаморфизованных породах?). Пока могут быть высказаны только такие, самые общие предположения.

Геолого-генетическая модель рудной формации представляет собой единую систему причинно-следственных связей вещественных и структурных характеристик оруденения, локальных и региональных закономерностей его размещения, воссоздающую историю образования месторождений данной формации в ходе геологического развития. К модели предъявляется требование адекватности, т. е. учета всей совокупности выявленных признаков и закономерностей. Представляется, что при построении модели находит воплощение в первую очередь историко-эволюционное направление металлогенических исследований. В соответствии со сказанным модель золото-антимонитовой березитовой формации разделяется на четыре последовательных этапа.

1. Формирование сланцевого трога раздвиговой природы на меланократовом фундаменте; сингенетическое обогащение песчано-глинистых осадков сурьмой и другими рудными компонентами (гидротермально-осадочный процесс вдоль линии раздвига); в итоге — образование осадочной толщи, геохимически специализированной на сурьму, золото, мышьяк и др.

2. Складчатость, гранитно-метаморфический процесс — развитие региональной метаморфической зональности в породах зоны смятия (палеотрога) и окружающих блоках пологой складчатости, метаморфическая дифференциация рудных компонентов по формам нахождения, характеру распределения и др.

3. Гидротермальный процесс, представляющий регрессивную ветвь регионального зонального метаморфизма; мобилизация сурьмы и других компонентов руд из пород хлорит-серицит-карбонатной наиболее низкотемпературной метаморфической зоны и концентрация оруденения в разрывных структурах в пределах той же зоны, в преобладающих условиях сжатия.

4. Многофазное длительное внедрение гранитоидов, частичный термальный метаморфизм золото-антимонитовых руд, оказавшихся в сфере воздействия интрузий.

Построенная в самых общих чертах модель учитывает своеобразие золото-антимонитовой березитовой формации и определяет специфику применения при прогнозе и поисках месторождений такого рода литолого-фациального, геохимического, метаморфического и некоторых других критериев.

ЛИТЕРАТУРА

Бергер В. И. Сурьмяные месторождения.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978.— 296 с.

Бергер В. И., Мамонов С. В. Региональный зональный метаморфизм терригенного комплекса Верхояно-Колымской складчатой системы // Проблемы регионального и ударного метаморфизма.— Л.: ВСЕГЕИ, 1982.— С. 76—86.

Бергер В. И., Шумская Н. И., Шлейкин П. Д. Контактовый метаморфизм сурьмяного рудопроявления Марковского (Восточная Якутия) // Геология рудн. месторождений.— 1984.— № 6.— С. 62—72.

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота // Ю. А. Билибин. Избранные труды.— М.: Изд-во АН СССР, 1959.— Т. 2.— С. 238—339.

Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 46 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород.— М.: Недра, 1979.— 327 с.

Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия.— 1962.— № 7.— С. 3—15.

Гамянин Г. Н. Типы золоторудных месторождений Восточной Якутии // Вопросы рудоносности Якутии.— Якутск, 1974.— С. 5—34.
Индолев Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980.— 232 с.
Матвеенко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // Закономерности размещения полезных ископаемых.— М.: Изд-во АН СССР, 1958.— Т. 1.— С. 169—240.
Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии // Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972.— С. 196—205.
Озерова Н. А. Ртуть в эндогенных месторождениях // Проблемы петрологии, минералогии и рудогенеза.— М.: Наука, 1983.— С. 196—205.
Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований // Зап. ВМО.— 1956.— Т. 85, вып. 3.— С. 321—322.
Прушинская Э. Я., Манучарянц Б. О. Основы геолого-генетической модели золото-сурьмяных месторождений Востока СССР // Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл.— Новосибирск, 1985.— Т. 3.— С. 123—124.

А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская,
А. С. Борисенко, М. Б. Войцеховская, Л. В. Гущина

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ СОЗДАНИЯ ИНТЕГРАЛЬНЫХ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Наиболее типичные гидротермальные рудообразующие системы, с развитием которых связано формирование ртутных месторождений, характерны для областей недавнего и современного вулканизма, где они представлены вулканогенно-гидротермальными месторождениями, относящимися к ртутной опалитовой рудной формации. В дейтероорогенных континентальных структурах (активизированных окраин древних платформ, срединных массивов и областей завершенной складчатости) известны ртутные и ртутьсодержащие эпи- и телетермальные месторождения, которые выделяются в мышьяково-сурьмяно-ртутную, золото-ртутную, серебро-ртутную, ртутно-сурьмяно-вольфрамовую рудные формации. Несмотря на различия, как вулканогенно-гидротермальные, так и эпи- и телетермальные ртутные и комплексные низкотемпературные ртутьсодержащие месторождения входят в сходные по набору рудных формаций генетические ряды, обычно завершая их (табл. 1). Закономерное положение ртутных и ртутьсодержащих рудных формаций в генетических рядах вулканических областей и дейтероорогенных структур можно объяснить характерными общими чертами генезиса месторождений этих рудных формаций, предопределяющих их главные формационные черты:

Таблица 1

Генетические ряды рудных формаций вулканических и дейтероорогенных областей

Области	Генетические ряды
Вулканические	
Карпатская	Pb, Zn→ ? →Au, Ag→Hg
Апеннинская	Pb, Zn→CaF_2→Au, Ag→Hg
Корякско-Камчатская	Pb, Zn→CaF_2→Au, Ag→Hg(Hg, As, W)
Дейтероорогенные	
Средне-Европейская	As, Ni, Co→Pb, Zn→CaF_2→ Ag, Bi, S →Hg(Hg, Sb)
Донецкая	Pb, Zn→CaF_2→Au, (Ag), Bi, S→Hg
Алтае-Саянская	As, Ni, Co→Pb, Zn→CaF_2→ Ag, Bi, S →Hg
Забайкальская	Pb, Zn→CaF_2→ Au, Ag →Hg(Hg, Sb, W)
Невадийская	Pb, Zn→CaF_2→ Au, Ag →Hg(Hg, Au)

приуроченность к глобальным структурам земной коры, локализацию в зонах активизированных глубинных разломов, отдаленную парагенетическую связь с проявлениями мантийного щелочно-базальтоидного магматизма, значительную удаленность зон рудоотложения от рудогенерирующих очагов, глубинный мантийный источник основных рудообразующих элементов и минерализаторов, полигенность минералообразующих растворов и некоторых рудных элементов, рудоотложение на небольших глубинах и низкотемпературный «облик» руд.

Как видно, существенным элементом генетических моделей формаций ртутных и ртутьсодержащих месторождений является их гидротермальное происхождение и парагенетический характер связи с магматизмом, вследствие чего такие динамические эпитермальные рудообразующие системы должны быть охарактеризованы как р у д н о - м а г м а т и ч е с к и е. Установленная во многих металлогенических провинциях отдаленная парагенетическая связь ртутных и ртутьсодержащих месторождений с проявлениями мантийного щелочно-базальтоидного магматизма предполагает рассмотрение их генезиса в рамках становления таких систем, зарождение и последующее развитие мантийных магматических очагов в зонах активизированных глубинных разломов под влиянием потоков интрателлурических флюидов, возникающих в их корневых частях. Такие рудно-магматические системы относятся нами к самостоятельному классу эндогенных рудообразующих систем — интрателлурическому [Дистанов и др., 1987]. Они существенно отличаются от других классов значительной протяженностью как по латерали, так и по вертикали, крайней неравномерностью распределения руд, удивительной выдержанностью металлогенической специализации дайковых поясов щелочных базальтоидов на Hg, Sb, As, F и другие элементы в протяженных на тысячи километров глобальных рудных поясах, локализацией месторождений в рудовмещающих структурах эпизоны [по Старостину, 1985]. По своей гидродинамической структуре в пределах зоны разгрузки (или эпизоны) такие рудообразующие системы представляют собой вторичные гидротермальные системы или системы смешения растворов; их характерной чертой является полигенность растворов, установленная по гидрогеохимическим данным и изотопным исследованиям.

Таким образом, в рассматриваемом нами классе интрателлурических рудообразующих систем наиболее отчетливо различаются три главные области: подкоровая (мантийная) очаговая магмо- и флюидозарождения; автономной миграции ювенильных флюидов; формирования рудообразующих гидротермальных растворов. В последней происходит смешение ювенильных флюидов с различными типами вадозных вод, где наличие геохимического барьера может приводить к концентрированному рудоотложению. Чаще же в результате смешения при достаточном запасе тепловой энергии в этой зоне происходит формирование рудоносных гидротермальных растворов. Их компонентный состав в основном определяется типом вадозных вод и гидродинамическим режимом этой к о р о в о й вторичной гидротермальной системы, разгрузка которой (т. е. концентрированное рудоотложение) происходит в благоприятных рудолокализующих структурах в пределах рудных узлов, рудных полей и месторождений. Принимая во внимание ведущую роль ювенильных флюидов в возникновении охарактеризованных выше эндогенных рудообразующих систем, их необходимо рассматривать как интрателлурические динамические флюидно-гидротермальные системы [Поспелов, 1962; Оболенский и др., 1979; Дистанов и др., 1987]. Соотношение и взаимосвязь этих главных элементов рудообразующих систем предопределяет и общую структуру интегральных геолого-генетических моделей рудных формаций ртутных и ртутьсодержащих месторождений.

Как известно, важнейшим этапом вслед за определением объекта моделирования является выделение и детальное предмодельное параметрическое описание его важнейших элементов. В нашем случае — это качест-

венная и по возможности количественная характеристика магмо- и флюидообразования, тепломассопереноса, фазовых переходов, сложных взаимодействий раствор — порода, смешения растворов, явлений их физико-химической эволюции, достижение минеральных равновесий и т. д. К настоящему моменту уровень наших знаний таков, что мы не располагаем в равной степени достоверными количественными данными по многим важнейшим элементам модели и вынуждены чаще опираться на качественные суждения и интуицию, что, несомненно, снижает информационную ценность модельных построений в целом. Однако мы сейчас можем смоделировать отдельные лучше изученные части такой модели и на основе их синтеза получить, по крайней мере частичное, реальное отображение рудообразующей системы для металлогенического анализа и прогнозирования месторождений.

Область зарождения ювенильных металлоносных флюидов наименее изучена, и наши представления о ней опираются в основном на данные петрологии, расчетов и экспериментов и исследования геологических процессов современного вулканизма. Вместе с тем зарождение и последующее развитие магматических очагов в зонах активизированных глубинных разломов является важнейшим, определяющим элементом рассматриваемых нами интегральных генетических моделей.

Состав и металлогеническая специализация очагов мантийных, преимущественно к а л и е в ы х, щелочных базальтовых магм, при внедрении которых кристаллизовались наблюдаемые в рудных полях ртутных месторождений дайковые (субвулканические) тела калиевых щелочных базальтоидов, зависели в первую очередь от состава плавящегося субстрата мантии, степени и P — T-условий его плавления, а также от состава сосуществующей с расплавом флюидной фазы [Жариков и др., 1986; Рябчиков, 1986; Mysen, Kushiro, 1976]. Таким субстратом могли быть блоки мантии, сложенные глиммеритами, но, по-видимому, более важную роль в возникновении высококалиевых щелочных силикатных расплавов играло предшествующее расплавлению перераспределение вещества мантии в результате процессов глубинного метасоматоза [Esperanca, Holloway, 1987] с участием сильно сжатых интрателлурических флюидов, которые, судя по экспериментальным данным, характеризовались аномально высокой щелочностью. Это обеспечивало высокую растворимость во флюидах как высокозарядных катионов (Ti, Nb и др.), так и многих халькофильных металлов и некогерентных элементов, а также насыщение ими магматических расплавов. Интервалы давлений (а соответственно и глубин), при которых происходила активная фиксация калия из восходящих флюидов, экспериментами определены в 50—80 кбар. Соответствующие таким параметрам зоны мантии могут рассматриваться как участки вероятного зарождения высококалиевых первичных магм [Рябчиков, 1986].

Потоки интрателлурических флюидов в мантии служили «плавнями» и носителями тепловой энергии. Реальность существования таких флюидов подтверждена Г. Грином [Green, 1979]. При этом необходимо отметить относительно высокую вязкость высококалиевых силикатных расплавов, образовавшихся при частичном плавлении субстрата мантии, чем, по-видимому, объясняется сравнительная редкость и малая распространенность на поверхности Земли магматических пород такого типа [Соболев, 1949; Магматические горные породы, 1984]. Значительные объемы метасоматически измененных пород и интенсивные потоки флюидов в глубинах активизированной мантии предопределили множественность зарождения мелких магматических очагов, объединенных в линейные протяженные ареалы и созданные, по-видимому, единым уровнем магмообразования [Кузнецов, 1964], которым и соответствуют линейные металлогенические пояса и зоны вдоль континентальных рифтов или других глобальных тектонических структур.

Водные флюиды при мантийных параметрах (P и T) обладают высокой растворяющей способностью по отношению ко многим рудным эле-

ментам (включая и редкие земли), поэтому именно эти уровни мантии, являющиеся источниками щелочных (в особенности калиевых) базальтоидных магм, будут предопределять и металлогеническую специализацию таких крупных линейных ареалов щелочно-базальтоидного магматизма.

Состав и количество магматогенных рудоносных флюидов, отделяющихся от расплава, прямо пропорциональны растворимости в нем щелочей и летучих. Главные аспекты этой проблемы — высокая растворимость летучих в магмах при повышенном давлении, активное влияние летучих и щелочей на температуру и степень кристаллизации, фазовые соотношения, влияние состава летучих на экстракцию и концентрацию рудных металлов в отделяющемся магматогенном флюиде.

Общая растворимость летучих зависит от состава магм, наивысшая она у щелочных магм. Растворимость воды в щелочных базальтах достаточно высокая и до 50 мол.% общего ее количества находится в диссоциированной форме [Burnham et al., 1969]. Растворимость углекислоты в области давлений 35—40 кбар может достигать высоких значений (например, для ийолита при таких давлениях она составляет $\sim$ 2 мас.%, для ультраосновных расплавов она еще выше — 40 мас.%). Растворимость хлора и хлоридов в интервале давлений 5—30 кбар в щелочных магмах 3,4 мас.% [Жариков и др., 1986], растворимость в них фтора также достаточно высокая [Когарко, 1977]. Растворимость фосфора в базальтовом расплаве, сосуществующем с $H_2O + CO_2$ флюидом, 2,1—2,5 мас.% P_2O_5 при давлениях 5—7 кбар. Растворимость серы при 15—20 кбар во флюидсодержащем расплаве при добавлении P_2O_5 увеличивается в 1,3—1,5 раза. В любых обстоятельствах насыщение базальтовых расплавов летучими компонентами при резком падении давления и температуры приводит к отделению солевых расплавов (ликвации) или к формированию гидротермальных растворов сложного состава (при более низких температурах).

В интегральных моделях ртутных и ртутьсодержащих рудных формаций о магматическом этапе мы судим по составу и характерным петрологическим особенностям конкретных магматических комплексов щелочных базальтоидов (преимущественно калиевых), с которыми ртутные месторождения связаны парагенетически во многих ртутных провинциях [Металлогения ртути, 1976; и др.]. В качестве общего варианта можно рассмотреть отделение флюида от расплава по модели открытой системы, насыщенной летучими компонентами [Жариков и др., 1986]. Состав системы определяется режимом последовательного изменения соотношения флюид $\rightleftarrows$ расплав, т. е. сопряженным последовательным изменением состава расплава и отделяющегося флюида при подъеме и кристаллизации магматического расплава. Отделение летучих компонентов от расплава происходит обратно пропорционально величине их растворимости в расплаве. По мере снижения общего давления уменьшается доля CO_2 в расплаве и растет доля H_2O, HCl, H_2S и других легкорастворимых компонентов. Обогащение флюида этими компонентами при низких давлениях способствовало бы экстракции рудных компонентов из магмы.

Гидротермальный флюид, отделяющийся от базальтового расплава, будет относительно обогащен летучими CO_2, H_2O, S, Cl, коэффициенты распределения которых (согласно экспериментам) > 10, а общая минерализация 20—40 г/л при 5 кбар. При более высоких давлениях в мантийных очагах (до 20 кбар) флюид будет более обогащен петрогенными и в особенности рудными компонентами с общей минерализацией до 250 г/л и больше [Жариков и др., 1986]. Количество экстрагируемых из магмы и выносимых флюидами металлов (даже при невысоком содержании летучих $\simeq$ 2 мас.%) достаточно для формирования крупных рудных месторождений.

Высокая насыщенность расплавов летучими компонентами и их неустойчивый режим в ходе кристаллизации подтверждаются как качественными, так и количественными характеристиками магматических пород дайковых щелочно-базальтоидных комплексов, установленных в рудных

полях ртутных месторождений и представленных минеттами, керсантитами, камптонитами, лейкократовыми минеттами, микросиенитами, бостонитами. Наличие в породах панидиоморфно-зернистых (лампрофировых) структур, преобладание калиевой слюды (флогопита) и калиевого полевого шпата (ортоклаза) в минеральном составе пород свидетельствуют о высокой изначальной щелочности базальтоидного расплава. Химическими анализами в породах установлено от 4 до 12 мас.% щелочей (K + Na), с преобладанием K (до 9 мас.%). Присутствие водосодержащих первично-магматических минералов, таких как F-флогопит (до 60 об.%), керсутит и другие амфиболы, в породах свидетельствует о высоком содержании воды и в исходном расплаве. Помимо K и Na в породах отмечаются повышенные содержания других редких щелочных элементов (г/т): Rb 50—70, Cs 6—12.

Обилие F-апатита (до 2 мас.%) и других акцессорных минералов, а также F-флогопита — свидетельство высокого содержания фтора в расплаве и в сосуществующем с ним флюиде. Содержание фтора во F-флогопитах из минетт и керсантитов по данным химанализов минералов — 1,38—1,75 мас.%, содержание его в тех же минеттах и керсантитах — 0,22—0,18 мас.%; высоко также содержание P_2O_5 (0,84—3,82 мас.%) в калиевых щелочных базальтоидах.

Относительно высокие суммы редких земель (390,9 г/т) в породах и минералах, постоянное присутствие ртути и «остаточные» содержания сопутствующих элементов (Cr, Ni, Co, Zn, Sb, As, Ba, Sr, Ag, Au, Pd), а также редких и рассеянных (Sc, Hf, Ta и др.) подтверждают их присутствие и концентрацию в исходном магматическом расплаве (табл. 2).

Становление магматических очагов и внедрение даек носило дискретный характер, так как дайковые комплексы калиевых щелочных базальтоидов, с которыми обнаруживаются связи ртутной минерализации и генетических рядов эпитермальных рудных формаций в целом (например, в Алтае-Саянской складчатой области), являются многофазными (двух- или трехфазными). Это связано с тектоническим режимом структур активизации, изменением их проницаемости, условиями дегазации магматических очагов и внедрением магмы, последовательностью кристаллизации магмы с изменением состава пород во времени, а также со способом образования существенно лейкократовых расплавов (в результате ликвации или глубинной фракционной кристаллизации исходного расплава).

Характер текстур и структур пород (неравномернозернистые и пегматоидные участки пород) и наличие многозонарных первично-магматических минералов, таких как пироксен, роговая обманка, биотит и апатит (количество зон роста от 2 до 6), свидетельствуют о многократном

Таблица 2

Средние содержания рудообразующих и редких элементов в позднемезозойских калиевых щелочных базальтоидах Алтае-Саянской складчатой области, г/т

Рудные зоны (количество проб лампрофиров)	Элементы													
	Cr	Ni	Co	Zn	Au	Ag	Hg	Sb	As	Sr	Ba	Sc	Cs	Rb
Курайская, Горный Алтай (3 пробы)	340	290	35	97	0,07	0,36	0,36	2,3	3,1	1700	3450	22	16	70
Теректинская, Горный Алтай (4 пробы)	301	280	33	85	0,24	0,52	0,18	5,6	2,8	1660	3300	21	14	68
Агардагская, Зап. Тува (3 пробы)	195	245	38	145	0,15	0,41	0,12	5,7	3,0	1600	1570	17,5	6,7	53

Примечание. Ртуть определялась химическим методом Саукова — Айдиньян (аналитик Л. В. Гущина); золото и серебро — экспериментальным атомно-абсорбционным анализом (аналитик В. Н. Ильина); остальные элементы — инструментальным нейтронно-активационным методом (аналитик Ю. Г. Щипицын).

изменении условий кристаллизации и нестабильном режиме летучих компонентов и щелочей при общем снижении P и T по мере подъема и кристаллизации расплавов в выводных каналах. Образование полных или редуцированных генетических рядов рудных формаций эпитермальных месторождений иногда с преобладанием отдельных их «звеньев», прежде всего, по-видимому, связано именно с таким прерывистым режимом кристаллизации и последовательным отделением обособленных порций флюидов с различными составом и соотношением летучих компонентов в нем, что, в свою очередь, приводило к избирательному концентрированию рудных элементов в зависимости от сродства их к углекислоте, кислороду, фтору, хлору, сере и другим компонентам. Это, естественно, не единственная причина, и на возникновение редуцированных рядов могли повлиять как изменчивый первичный состав мантии по латерали, так и состав и интенсивность потоков интрателлурических флюидов, избирательно привносивших в магматические очаги лишь некоторые рудные элементы из глубоких частей мантии.

Таким образом, в рассматриваемых моделях необходимо различать два уровня миграции минерализаторов и рудных элементов (и прежде всего ртути, сурьмы и мышьяка): в надкритических и близких к ним условиях в глубинных зонах Земли, которые характеризуют область автономной миграции ювенильных флюидов, и в близповерхностных условиях, где происходит смешение ювенильных флюидов с различными типами вадозных вод, в том числе и с металлоносными хлоридными растворами палеоэвапоритовых бассейнов. Поскольку область смешения часто выступает как геохимический барьер и здесь может происходить резкое изменение физико-химических параметров гидротермальных растворов, она нередко оказывается корневой частью зоны рудоотложения, характерным признаком которой является развитие зон околорудных метасоматических изменений вмещающих пород.

Уровень зоны рудоотложения является важнейшим элементом геолого-генетической модели, так как именно в нем происходят наиболее интенсивное взаимодействие гидротермальных минералообразующих растворов с вмещающими породами, формирование первичных геохимических ореолов рассеяния и концентрированное рудообразование. Современные представления о генезисе ртутных месторождений большинство исследователей связывают с деятельностью гидротермальных систем. Все более полно обоснованным становится представление о полигенности рудообразующих гидротермальных растворов, т. е. об участии в них как ювенильных, так и экзогенных вод различного происхождения. Оно убедительно подтверждается данными палеогидрогеохимических и изотопных исследований водорода, серы, кислорода и углерода [Стабильные изотопы..., 1977; Изотопы серы..., 1967; Борщевский и др., 1984; Борисенко и др., 1984; Оболенский и др., 1979; Оболенский, 1985].

Детальные исследования минералообразующих сред позволили установить, что в формировании ртутных месторождений принимали участие три типа растворов: сульфидно-хлоридные, сульфидно-хлоридно-карбонатные и сульфидно-карбонатные. Эти растворы отличаются составом и концентрацией в них солей (KCl, $MgCl_2$, NaCl, $NaH(CO_3)$, Na_2CO_3) и представляют собой сложные растворы электролитов. В целом рудообразующий раствор можно представить в виде системы H—O—K—Na—Ca—Ba—Mg—Al—Si—Fe—C—Cl—S—Hg, а распределение форм миграции ртути в нем описать системой H—O—S—C—Hg. Устанавливаются определенные различия в свойствах, металлоносности и распределении ведущих форм ртути (Hg^{2+}, Hg_2^{2+}) в данных типах растворов.

Предполагается, что система материального баланса форм ртути описывается следующим набором комплексов: Hg^0, Hg^{2+}, Hg_2^{2+}, $HgCl^+$, $HgCl_2^0$, $HgCl_3^-$, $HgCl_4^{2-}$, $Hg(OH)^+$, $Hg(OH)_2^0$, $Hg(HS)_2^0$, $HgHS_2^-$, HgS_2^{2-}, $HgClHS^0$, $HgClS^-$, $HgSO_4^-$, $HgClOH^0$, $Hg_2CO_3^0$, $HgOHCO_3^-$, $HgHCO_3^-$. Разны-

ми авторами установлено, что в различных типах растворов в диапазоне pH 2—12 преобладающими формами всегда будут Hg^0, $HgCl_n^{n-2}$, $HgSHS^-$, $Hg(HS)_2^0$, HgS_2^{2-}, мольные количества других комплексов ртути не предполагают их существенной роли в переносе ртути. Сульфидно-хлоридные и сульфидно-хлоридно-углекислые растворы — это слабокислые или кислые (pH = 5,8—3,2) электролиты, что обусловливает определенную роль комплекса $HgCl_n^{n-2}$ в изменении растворимости HgS в данных условиях.

Сульфидно-хлоридно-карбонатные и сульфидно-карбонатные растворы являются щелочными (pH = 7,3—11,5), перенос ртути в них происходит в виде Hg^0, $HgSHS^-$ и HgS_2^{2-} и $Hg(HS)_2^0$. Металлоносность этих растворов прямо связана с концентрацией S^{2-}, величиной окислительно-восстановительного потенциала и температурой. В растворах с низкими концентрациями хлорид- и сульфид-ионов и низкими значениями pO_2 существенная роль принадлежит форме Hg^0.

На конкретном месторождении зона разгрузки палеопотока гидротерм выражена метасоматической зональностью в гидротермально измененных породах и наличием рудной минерализации в случае достаточно металлоносного раствора. Тип зональности или оруденения может быть различным (вкрапленность, сплошные руды, жилы и т. д.) и зависит от конкретных геологических условий, но выдержанные рудные зоны, как правило, формируются в термостатированных проницаемых блоках (Чонкой, Чаган-Узун и другие месторождения, Альмаден). В системе высококонцентрированный металлоносный раствор → порода может реализоваться тот или иной тип геохимического барьера взаимодействия (месторождения Алжира, Мексики) или динамическая модель автосмешения потока гидротерм (Никитовское месторождение).

Процессам рудообразования ртутных и комплексных ртутьсодержащих месторождений в последние годы посвящена обширная литература, в которой рассмотрены узловые вопросы этой проблемы: природа и источники рудного вещества и гидротермальных растворов, их составов и свойств, основные параметры процессов минералообразования, физико-химические условия рудоотложения, условия локализации руд, околорудные метасоматиты, связь и соотношения с месторождениями другого состава, но близкими по генезису, и многие другие вопросы. Все эти данные являются надежным исходным материалом для разработки интегральных геолого-генетических моделей месторождений ртутной и комплексных ртутьсодержащих рудных формаций.

ЛИТЕРАТУРА

Борисенко А. С., Лебедев В. И., Тюлькин В. Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 172 с.

Борщевский Ю. А., Оболенский А. А., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 100—113.

Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Шарапов В. Н. Рудные формации и геолого-генетические модели в теории рудообразования и металлогении // Геология и геофизика.— 1987.— № 7.— С. 3—10.

Жариков В. А., Горбачев Н. С., Ишбулатов Р. А. Флюидно-магматическая дифференциация основных магм // Геология и геофизика.— 1986.— № 7.— С. 35—40.

Изотопы серы и вопросы рудообразования.— М.: Наука, 1967.— 156 с.

Когарко Л. Н. Проблемы генезиса агпаитовых магм.— М.: Наука, 1977.— 294 с.

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций.— М.: Наука, 1964.— 387 с.

Магматические горные породы.— М.: Наука, 1984.— Т. 2: Щелочные породы.— 415 с.

Металлогения ртути.— М.: Недра, 1976.— 255 с.

Оболенский А. А. Генезис месторождений ртутной рудной формации на примере Южно-Сибирской металлогенической провинции и Монголии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 194 с.

Оболенский А. А., Борисенко А. С., Оболенская Р. В. Природа гидротермальных растворов и источники рудного вещества эпитермальных месторождений ртути, сурьмы и мышьяка // Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— С. 42—70.

Поспелов Г. Л. Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем // Геология и геофизика.— 1962.— № 11.— С. 28—40; № 12.— С. 40—57.

Рябчиков И. Д. Физико-химический анализ магматических источников рудного вещества // Геология и геофизика.— 1986.— № 7.— С. 48—51.

Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов.— Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1949.— 330 с.

Стабильные изотопы и проблемы рудообразования.— М.: Мир, 1977.— 597 с.

Старостин В. И. Геодинамические условия формирования структур рудных полей // Эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1985.— С. 271—284.

18. **Burnham C. W., Holloway I. R., Davis N. F.** The specific volume of water in the range 1000—8900 bars, 20—900°C // Amer. J. Sci.— 1969. 267-A. P. 1235—1292.
19. **Green H. W.** Trace elements in the fluid fase of the Earth's mantle // Nature.— 1979.— Vol. 277, N 5966.— P. 465—467.
20. **Esperanca S., Holloway J. R.** Oh the origin of some mica-lamprophyres: experimental evidence from a mafic minette // Contr. to mineral. and petrology.— 1987.— Vol. 95, N 2.— P. 207—218.
21. **Mysen O. B., Kushiro J.** Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite under mantle conditions // Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab. Carnegie Inst. 1975—1976.— Washington: P. C., 1976.— P. 1175—1188.

Н. А. Никифоров, Б. А. Исаходжаев,
В. Г. Воронов, В. Н. Шаповалов

МОДЕЛЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ ХАЙДАРКАНСКОГО РТУТНО-СУРЬМЯНОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Месторождения Хайдаркана, открытые в 1926 г. В. Э. Поярковым и В. И. Поповым, расположены на северном склоне Алайского хребта. Их изучали А. А. Сауков, В. Э. Поярков, В. И. Смирнов, А. В. Королев, П. А. Шехтман, В. П. Федорчук, Н. А. Никифоров, В. А. Невский, Г. С. Поршняков, Д. П. Резвой, Е. П. Павлюкович, А. И. Гончаров, В. И. Колесников, М. А. Симонян, Т. А. Ярушевский, О. В. Вершковская, Г. А. Терехова, Н. Ю. Баринкова, В. И. Никитин, О. С. Султанов и многие другие.

Хайдарканское рудное поле охарактеризовано отложениями силура, девона и карбона. По особенностям разреза выделяются три структурно-формационные зоны: преимущественно известняково-доломитовые разрезы Южной зоны, Ортатау-Шорбулакская зона терригенных и карбонатно-терригенных сокращенных и переходных разрезов, известнякового разреза зоны Ишметау [Никифоров, 1970].

Отложения Ишметауской структурно-формационной зоны развиты по северному флангу рудного поля, представлены в нижней части разреза углисто-глинистыми и глинистыми сланцами пульгонской свиты, кремнистыми и желваковидными известняками ишметауской свиты и известняками матчайской свиты верхнего силура. Разрез венчают доломитовые известняки девона и нижнего карбона.

Ортатау-Шорбулакская структурно-фациальная зона образована отложениями силура и девона, представленными углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами лландоверийского яруса, пульгонской свиты силура и сланцами, песчаниками, конгломератами джидалинской свиты нижнего девона. Нижний карбон сложен брекчиевидными визейскими, намюрскими известняками и песчаниками среднего карбона (рис. 1).

Известняки и доломиты верхнего девона слагают нижнюю часть карбонатного разреза Южной структурно-формационной зоны. Они обнажаются в осевой части восточного продолжения Хайдарканской антиклинали, на южном склоне хр. Карадаван. Каменноугольные отложения ши-

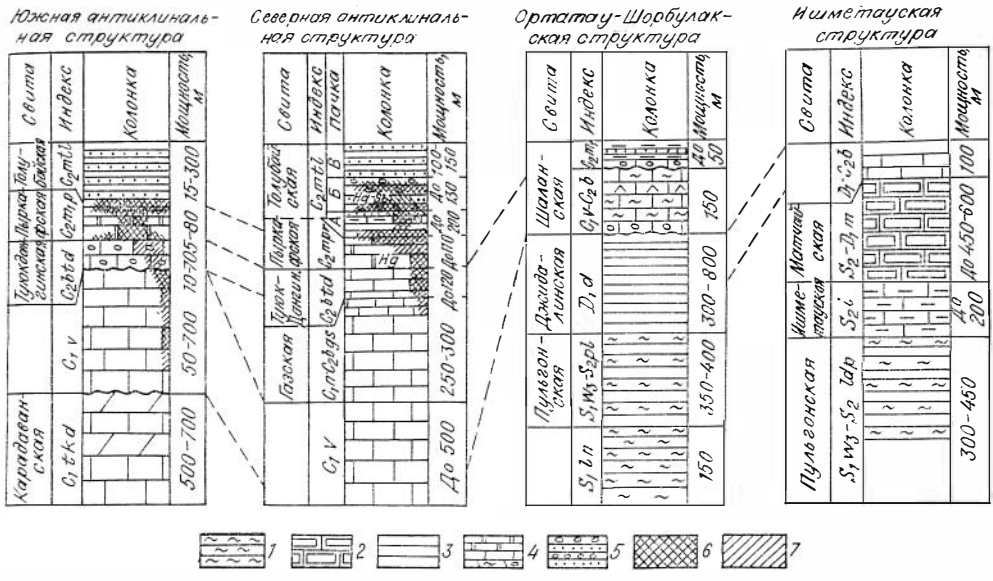


Рис. 1. Типы разрезов структурно-формационных зон Хайдарканского рудного поля и положение в них ртутно-сурьмяного оруденения.

1 — углисто-глинистые сланцы; *2* — известняки черные, грубослоистые; *3* — сланцы, песчаники с линзами известняков и конгломератов; *4* — известняки слоистые и массивные; *5* — песчаники, сланцы с прослоями конгломератов; *6*, *7* — ртутно-сурьмяная минерализация: *6* — промышленное оруденение, *7* — непромышленная минерализация.

роко распространены в пределах этой зоны, участвуют в строении ведущих рудоносных структур, представлены массивными известняками визейского и слоистыми известняками намюрского ярусов. Выше со следами размыва залегают слоистые известняки башкирского и московского ярусов среднего карбона. Известняковая толща перекрыта толубайской свитой среднекарбоновых терригенных пород: сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов. В разрезе отложений карбона наблюдается значительная изменчивость пород вкрест простирания структуры рудного поля.

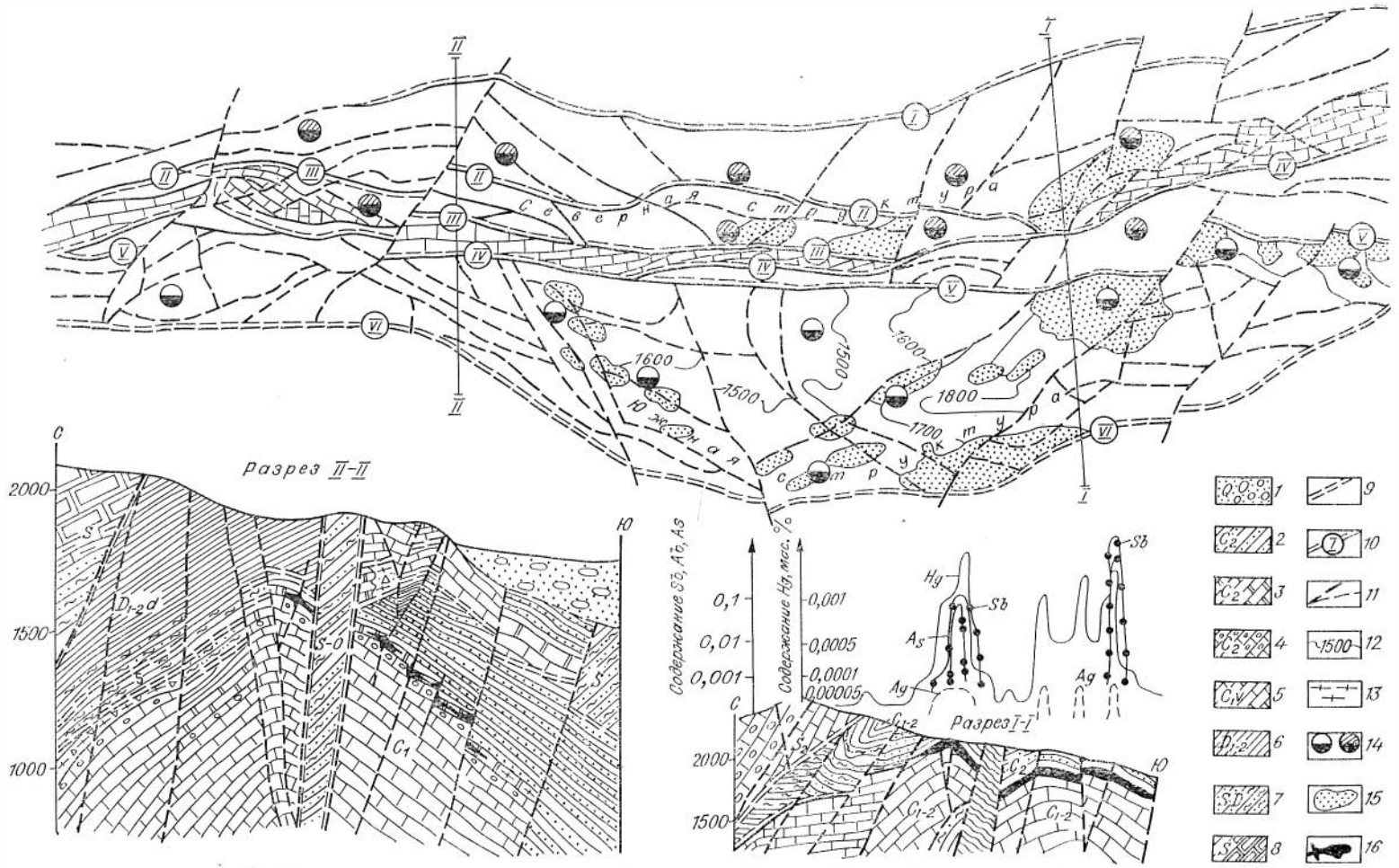
В пределах Южной антиклинали отмечается сокращенная мощность или полное выпадение известняков намюра (газская свита), на которые с несогласием ложатся среднекарбоновые известняки туюкдангинской и пыркафской свит.

Северная антиклинальная структура обладает повышенной мощностью прослоев грубообломочных терригенных образований среднего карбона, слагающих толубайскую свиту.

Каменноугольные отложения Ортатау-Шорбулакской сланцевой полосы характеризуются сокращенным разрезом маломощных карбонатно-терригенных образований (шаланская свита) нижнего и среднего карбона, залегающих с резким несогласием на терригенном силуре и девоне (см. рис. 1).

Породы, слагающие рудное поле, образуют ряд широтно ориентированных структур, в той или иной мере осложненных более мелкой складчатостью. В северной части прослеживается моноклиналь хр. Ишметау, представленная карбонатными породами силура, девона и нижнего карбона, с падением слоев под углом 45—60° на север. С юга она ограничена одной из более крупных чешуй Ишметауского надвига. В пределах структуры распространены разрывы косого направления, самый значительный среди них — Шорбулакский сбросо-сдвиг (рис. 2).

Южнее моноклинали Ишметау вытягивается полоса терригенных пород силурийского и девонского возраста Ортатау-Шорбулакской структурно-формационной зоны. Внутреннее строение ее характеризуется наличием преимущественно опрокинутых к югу складок субширотного про-


Разрез II-II
С
Ю
2000
1500
1000
Разрез I-I
Содержание Sb, As, %
Содержание Hg, мас. %
0,1
0,01
0,001
0,001
0,0005
0,0001
0,00005
Hg
Sb
As
Ag
1600
1500
1800
1700
1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16

стирания, осложненных чешуйчатыми надвигами и более молодыми сбросами.

Далее в Южной структурно-формационной зоне располагаются собственно рудоносные структуры Хайдарканского рудного поля, сложенные преимущественно породами карбона, перекрытыми на большей части надвинутыми терригенными образованиями силура и девона. В пределах названной зоны выделяются две самостоятельные антиклинальные структуры подчиненного порядка — Южная и Северная. Северная структура имеет сложное строение, сжата и дислоцирована. Здесь преобладает моноклинальное залегание пород с падением на север под углом 60—80°. Сильная сжатость Северной структуры обусловила развитие в ней большего количества широтных нарушений, главным образом взбросов. Наиболее крупными разрывными нарушениями широтного простирания являются Северный сброс, ограничивающий структуру с севера, и Кара-Арчинский — с юга. Между Северной и Южной структурами расположена полоса сланцев силура и девона Центрального синклинального прогиба (см. рис. 2).

Южная структура представляет собой сложную антиклинальную складку до 1,5 км в поперечнике. Падение ее крыльев изменяется от 30 до 55°. С юга она ограничена Долинным сбросом, а с севера по Южному взбросо-надвигу граничит со сланцами силура и девона. Осевая линия складки, как и на Северной антиклинали, испытывает поперечные прогибы и воздымания. Наиболее крупными поднятиями являются Сульункур-Дангинское, Шакраминское (Центральная группа месторождений) и поднятие Восточной Вершины. Южная антиклиналь осложнена складками более мелкого порядка. Это положительные структуры месторождений Ишме, Южной Плавиковой, Главного поля, Северо-Восточного и Восточная Вершина. Оси этих складок простираются под острым углом к шарниру ведущей Южной антиклинальной структуры.

Многочисленные разрывные нарушения Хайдарканского рудного поля по их пространственной ориентировке делятся на широтные, диагональные и меридиональные.

Широтные нарушения преобладают в осевой части и на крыльях Хайдарканской антиклинальной структуры. Плоскости их сместителей, как правило, падают на север под углом 50—80°. Наиболее крупными из них являются Ишметауский надвиг, Кара-Арчинский взброс, Северный и Южный сбросы. Амплитуды вертикальных перемещений по ним составляют 400—800 м. На юге Хайдарканская структура ограничивается крупным широтным нарушением — Долинным сбросом. Вертикальная амплитуда по нему 600—1000 м (см. рис. 2).

Диагональные нарушения северо-восточного и северо-западного простирания широко распространены в пределах рудного поля. По характеру перемещения это главным образом сбросо-сдвиги. Большинство из них, как и широтные, минерализованы. Падение их сместителей крутое — 70—80°. Разломы северо-западного простирания многочисленны в западной части рудного поля. Наиболее крупные разрывные нарушения северо-восточного простирания прослежены на Восточной Вершине в пределах месторождений Промежуточное и Главное.

Рис. 2. Схема структуры и рудоносности Хайдарканского рудного поля.

1 — современные отложения; *2* — песчаники и сланцы с прослоями конгломератов и известняков среднего карбона; *3* — известняки слоистые, фузулиновые среднего карбона; *4* — известняки пятнистые афонитовые среднего карбона; *5* — известняки массивные нижнего карбона; *6* — сланцы, песчаники, конгломераты девона; *7* — сланцы углисто-глинистые, песчаники силур-девона; *8* — известняки черные, массивные и грубослоистые верхнего силура; *9—11* — разрывные нарушения: *9* — надвиги, *10* — крупные широтные разломы (I — Ишметауский надвиг; II — Ортатауский взброс; III — Северный взброс; IV — Кара-Арчинский взброс; V — Южный сброс; VI — Долинный взброс), *11* — диагональные и субширотные взбросы, сбросы и сбросо-сдвиги; *12* — изогипсы кровли рудовмещающего горизонта; *13* — джаспероиды; *14* — месторождения и рудопроявления (*а* — ртутные; *б* — ртутно-сурьмяные); *15* — контуры установленного оруденения; *16* — тела рудовмещающих пород и руд на разрезе.

Меридиональные нарушения редки и, как правило, небольших размеров. С ними связано большинство даек диабазовых порфиритов. Два довольно крупных меридиональных нарушения прослежены на Главном поле по саю Янгузбулак. Плоскости сместителей их имеют крутые углы падения — 70—80°.

По возрасту и отношению к рудообразующему процессу разломы Хайдарканского рудного поля разделяются на три группы: дорудные, предрудные и послерудные. Дорудный Ишметауский надвиг образовался в первые фазы среднегерцинской складчатости [Поршняков, 1973]. Предрудные и внутрирудные позднегерцинские разломы близки по времени проявления гидротермальной минерализации. Среди них выделяется группа более ранних нарушений, по которым внедрялись дайки диабазовых порфиритов. Простирания их близки к меридиональному. Ко второй группе относятся крутопадающие сбросы, сбросо-сдвиги, реже взбросы диагонального и широтного простирания. Большинство этих разломов рудоконтролирующие.

Важнейшей особенностью формирования структуры рудного поля и месторождений Хайдаркана явился изгиб в плане Южной и Северной антиклинали и осложняющих их крупных широтных разломов. Это хорошо видно в центральной части поля, где по диагональным северо-восточным (месторождения Главное, Промежуточное) и северо-западным (Южная Плавиковая) сбросо-сдвигам произошло смещение Центрального блока к югу (см. рис. 2).

Метаморфизм раннего этапа [Никифоров, 1969; Федорчук, 1983] в пределах месторождений рудного поля развит незначительно. В сланцах видны проявления интенсивной серпентинизации, в ряде шлифов отмечены биотит, хлорит и серицит.

Гидротермальный этап формирования ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения Хайдарканского рудного поля выражен лучше. Выявлены следующие виды околорудных изменений: окварцевание, аргиллизация, флюоритизация, кальцитизация и баритизация.

Минеральный состав руд месторождений Хайдаркана отличается сложностью и многоэтапностью формирования. К главным минералам относятся: кварц, флюорит, кальцит, антимонит, киноварь; к второстепенным — метациннабарит, сульфосоли, пирит, реальгар, аурипигмент, барит, диккит и др.; к редким — сульфосоли, арсенопирит, гетчелит, галенит, сфалерит, кридит и др.

Схема последовательности гидротермального минералообразования приведена на рис. 3. Предрудный этап гидротермальной деятельности характеризуется кварцевым и кварц-флюоритовым метаморфизмом известняков и сланцев как вдоль зоны их контакта, так и вблизи разрывных нарушений и особенно в участках пересечения тектонически ослабленных зон. В этот период кристаллизуется так называемый «джаспероидный» мелко- и скрытокристаллический кварц I. Близко по времени с «джаспероидным» кварцем I образуется флюорит I.

Рудный этап включает в себя три стадии, в течение которых и было сформировано месторождение.

В первую рудную стадию образуются кварц-флюорит-антимонитовая и кварц-флюорит-антимонит-киноварная с сульфосолями ассоциации. В это время кристаллизуется основная масса антимонита I и киноварь I. Кварц II выделяется в виде крупнокристаллических гребенчатых агрегатов. Флюорит II кристаллизуется совместно с кварцем II, образуя кварц-флюоритовый цемент джаспероидно-роговиковых брекчий. Антимонит I и киноварь I образуют крупно- и мелкокристаллические агрегаты. Гидрослюды, по мнению Н. Ю. Баринковой, кристаллизуются в конце предрудной стадии минералообразования и в течение первой рудной стадии совместно с киноварью I, кварцем II, флюоритом II, антимонитом I, кальцитом I.

Во вторую рудную стадию образуется карбонат-киноварная ассоциация с незначительным количеством антимонита, флюорита и кварца.

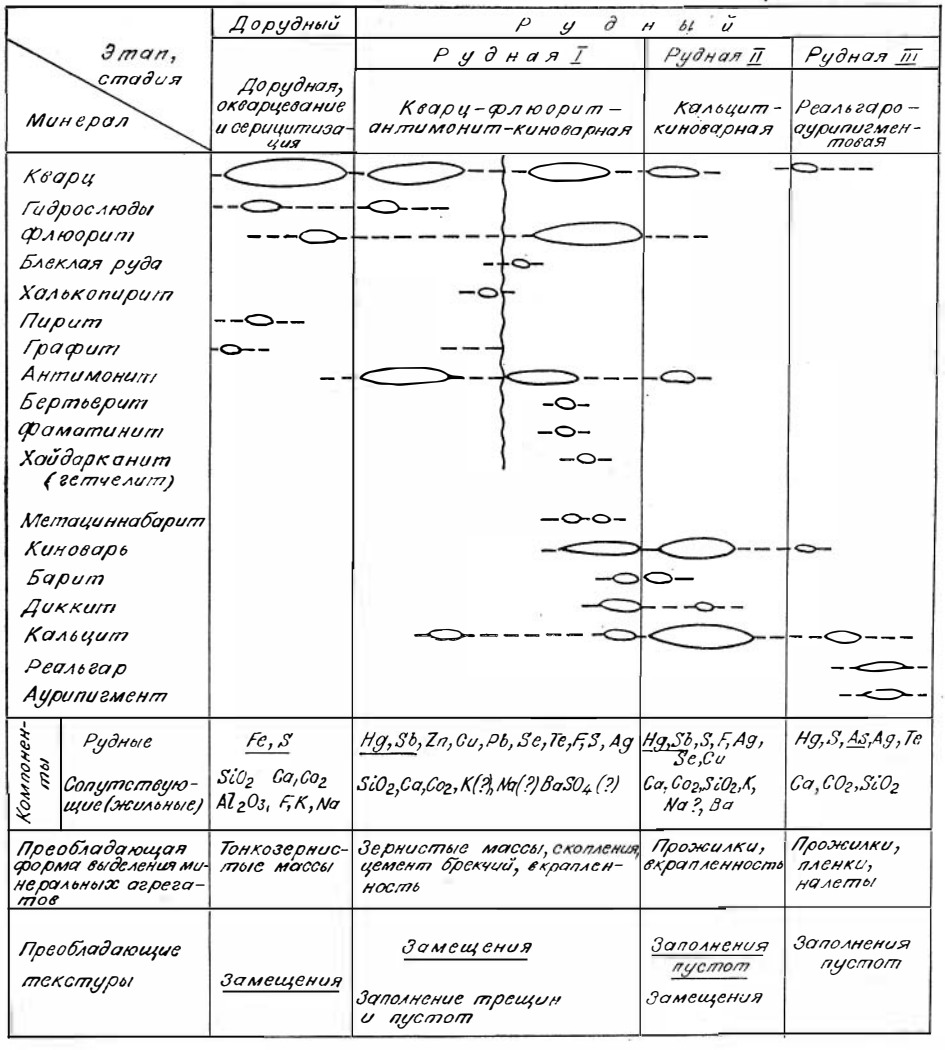


Рис. 3. Последовательность гипогенного минералообразования Хайдарканского рудного поля (с использованием материалов Н. А. Смольянинова, Н. Н. Королевой, В. П. Федорчука, О. В. Вершковской, В. Ю. Волгина, З. М. Протодьяконовой, Н. А. Никифорова, Н. Ю. Баринковой и др.).

Основная доля кальцита приходится на кальцит II в тесной ассоциации с киноварью II. Антимонит II формируется при затухании рудного процесса совместно с флюоритом II, диккитом, образуя в пустотах тонкоигольчатые друзы. Флюорит III выделяется в виде хорошо сформированных кристалликов кубической формы светлых разностей. Кварц III отлагается при заметном уменьшении масштабов окварцевания, образуя коротко-столбчатые кристаллы в пустотах. Диккит наблюдается в виде снежно-белых крупночешуйчатых выделений в пустотах и белых, бело-желтых полупрозрачных прожилков в надрудных сланцах.

В третью рудную стадию происходит формирование кальцит-реальгар-аурипигментовой ассоциации. Кальцит III выделяется во время завершения рудного процесса, для него характерна ассоциация с мышьяковой минерализацией. Реальгар и аурипигмент кристаллизуются в тесной ассоциации с кальцитом III.

Абсолютный возраст гидротермальной минерализации, определенный ранее В. П. Федорчуком [1969] и в последующем Н. Ю. Баринковой [1975] по гидрослюдистым минералам калий-аргоновым методом, колеблется от 280 до 214 млн. лет (пермь — ранний триас). Образование джас-

пероидов предрудного этапа происходило при температуре 350—250°С, температура минералообразования рудного этапа — 250—100°С [Федорчук, 1983].

В послерудный этап образуется карбонатная (кальцит — арагонит) ассоциация, преимущественно в карстовых полостях.

Наиболее сложный минеральный состав руд наблюдается на месторождениях, тяготеющих к ведущим рудоконтролирующим разрывным структурам центральной части рудного поля, формирование которых протекало в четыре стадии гидротермального процесса. В продуктах первых рудных стадий существенное место занимают минералы сурьмы и сульфосольные соединения, тогда как в последующей стадии на первое место выходят минералы ртути. Большая часть рудных тел размещается в трещинах, пересекающих пласты разнородных пород.

Для локализации рудных тел секущего типа благоприятны проявления различных деформаций, обусловленных искривлением, сопряжением, пересечением и другими сочетаниями рудолокализующих трещин. Наиболее распространены в группе секущих тел рудные тела в сопряжениях и пересечениях трещин.

Сложные рудные тела встречаются в основном в джаспероидах и массивных известняках, реже в слоистых. Среди них выделяются три своеобразные формы: гнездовые, грибообразные и штокверковые, возникновение которых обусловлено специфической геологоструктурной позицией или сопряжением двух предыдущих групп — согласных и секущих.

Анализ структурно-морфологических типов рудных тел показывает, что более половины рудных тел контролируются разрывными структурами: искривлениями трещин и различными сочетаниями пересекающихся трещин. Наиболее благоприятными факторами локализации богатых рудных тел являются структуры «капканов» [Смирнов, 1947] — пересечения крутопадающими разломами пологих поверхностей контакта сланцев с известняками или джаспероидами, пологие трещины, особенно с глинкой трения, а также плоскости напластования.

Рудные тела, развитые на месторождениях Хайдарканского рудного поля, очень разнообразны. По отношению к слоистости вмещающих пород намечаются три основные группы рудных тел: субсогласные, секущие, сложные (рис. 4). В каждой из этих групп — свои структурно-морфологические типы, отличные друг от друга по форме и геолого-структурным условиям размещения [Никифоров, 1969].

Группа субсогласных рудных тел приурочена преимущественно к зоне контакта разнородных пород (известняки, джаспероиды, сланцы). По форме среди них преобладают линзообразные тела, приуроченные к зонам расслоения и дробления вблизи контакта слоистых известняков со сланцами, часто осложненного мелкими рудолокализующими разломами. Большинство рудных тел рассматриваемой группы распространено в Южной антиклинали. Для Северной структуры они менее характерны. Размеры рудных тел этого типа изменяются в широких пределах.

Группа секущих тел развита обычно в массивных известняках и джаспероидах. По форме — это жило- и линзообразные (чаще столбообразные) тела, расположенные в плоскости одной-двух сближенных или пересекающихся трещин. Рудные тела рассматриваемой группы тяготеют к зонам дробления, сопровождающим секущие трещины.

Рудные тела и рудоконтролирующие разломы характеризуются первичными геохимическими ореолами, имеющими сложный полиэлементный состав. На всех месторождениях и участках Хайдарканского рудного поля установлены ореолы Hg, Sb, As, Ba, Pb, Zn, Cu, F, отмечены Ni, Co, Cr, Mo, Sn, Ge, Ga, Sr, Tl, V, Bi, W, Mn. В единичных аномальных содержаниях фиксируются Te, Cd, In, Se [Мелешко, Турчинский, 1981; и др.].

Состав первичных ореолов близок составу рудных тел. Наиболее значительные и контрастные ореолы образуют элементы, отмечающиеся

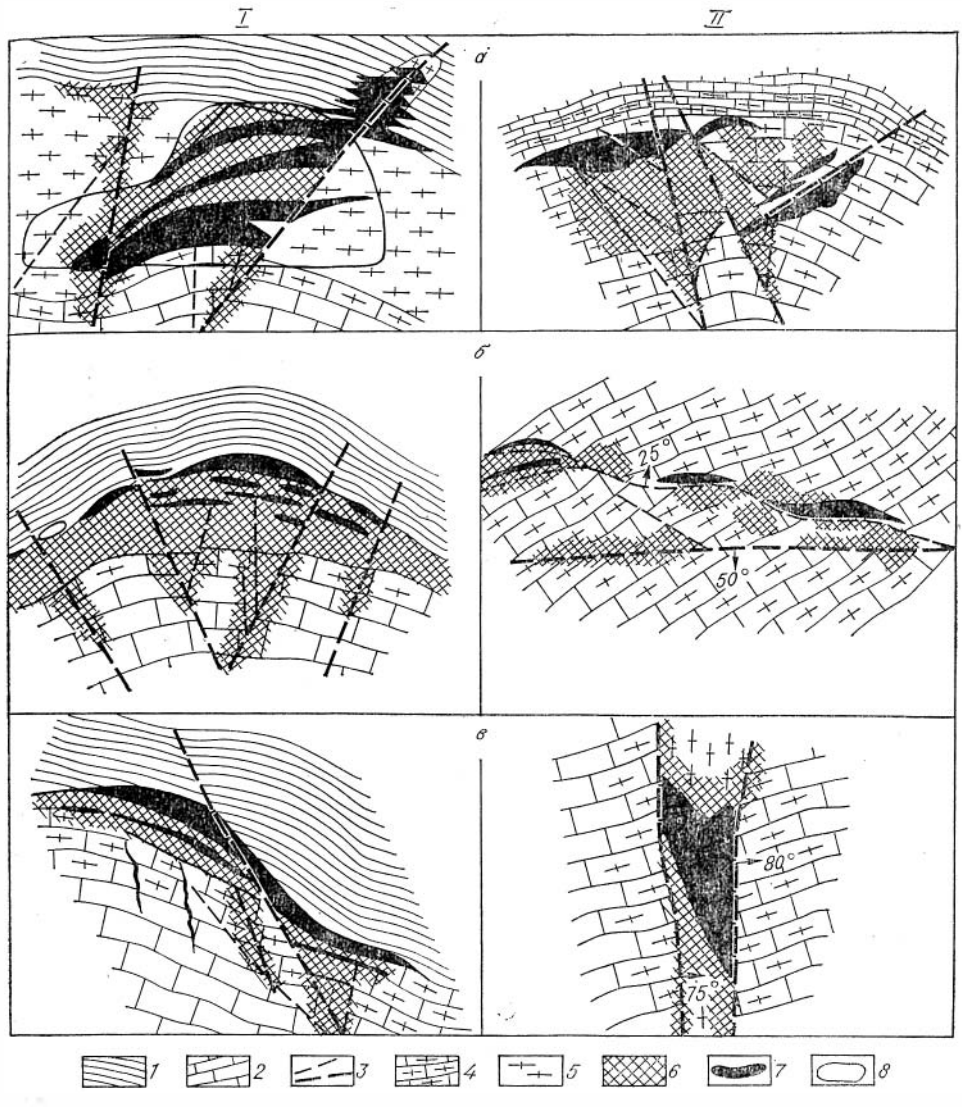


Рис. 4. Размещенне рудных тел в зоне контакта известняков со сланцами и в известняках.

1 — сланцы среднего карбона; *2* — известняки среднего карбона; *3* — разрывные нарушения; *4* — окремненные известняки с бедным оруденением; *5* — джаспероиды с бедным оруденением; *6* — богатые прожилково-вкрапленные ртутные руды; *7* — богатые массивные руды; *8* — контур горной выработки.

в повышенных количествах в главных рудных минералах — киновари и антимоните (Hg, Sb, As, Ba). Продуктивность ореолов этих элементов закономерно уменьшается с удалением от рудных зон к периферии рудного поля и к дневной поверхности. Однако поля максимальных концентраций As часто смещены на 10—20 м относительно рудных тел в перекрывающие сланцы, а Sb и F — в подстилающие известняки [Воронов, Никифоров, 1983].

В зоне влияния рудоконтролирующих разломов в скажинах, вскрывших непромышленную минерализацию в надрудной толще, среднее содержание ртути ($1{,}3 \cdot 10^{-4}$%) выше, чем в скважинах, вскрывших кондиционные руды (до $1 \cdot 10^{-4}$%). В подрудных известняках средние концентрации ртути ($1{,}55 \cdot 10^{-5}$%) при отсутствии промышленных интервалов ниже, чем при их наличии ($2{,}4 \cdot 10^{-5}$%).

Морфология ореолов ведущих рудных компонентов соответствует форме рудной зоны с участками осложнения вдоль крутопадающих разло-

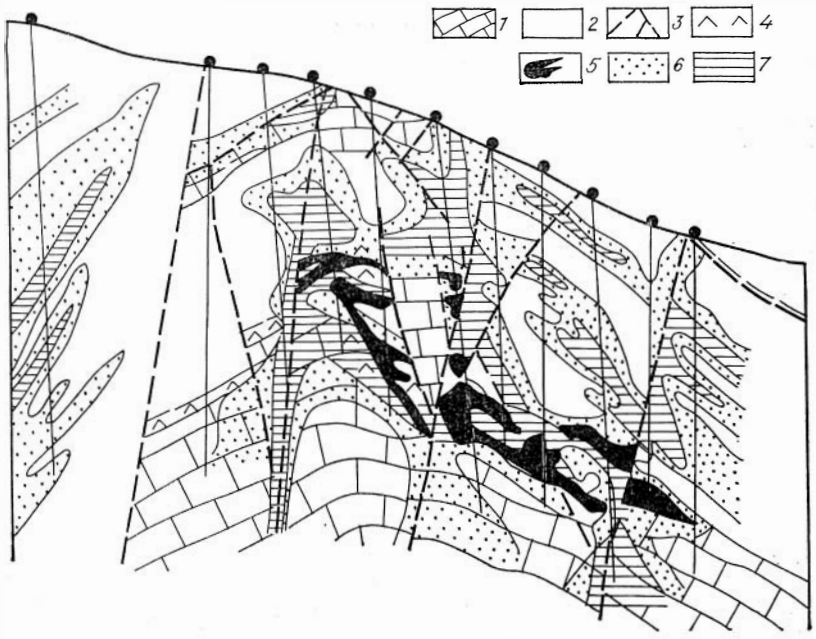


Рис. 5. Первичные ореолы ртути в разрезе месторождения Южная Плавиковая гора (с использованием материалов В. А. Бородина).

1 — известняки; *2* — терригенно-сланцевая толща; *3* — разрывные нарушения (*а* — надвиги; *б* — взбросы и сбросы); *4* — зоны дробления и брекчирования; *5* — рудовмещающие джаспероиды; *6, 7* — содержания ртути в джаспероидах (%): *6* — 0,00003—0,0001, *7* — более 0,001.

мов (рис. 5). Вдоль разломов ореолы распространяются на расстоянии в $n \cdot 100$ м (до 1000 м и более). Размеры ореолов пропорциональны масштабу оруденения, степени гидротермальной и механической переработки вмещающих пород и зависят от положения рудного тела в структуре месторождения. Размеры ореолов в направлении падения (или восстания на крыльях структур) в 3—10 раз больше, чем вкрест напластования пород.

Ореолы Ni, Co, Sn, Mo, Cr, а часто и Zn, Pb, Sr, отличаются низкой контрастностью, присутствием положительных, совпадающих с зонами слабо измененных пород, и отрицательных, совмещенных с зоной продуктивного контакта, интервалов. Максимальные концентрации Ni, Co, V, Cr, Ge, Mo, Ba отмечаются в надрудных терригенных породах, реже — в рудовмещающих роговиково-джаспероидных брекчиях.

Главными элементами-индикаторами сурьмяно-ртутного оруденения являются Hg, Sb, As, F, Ag, Tl. Для месторождения Северной структуры с комплексным ртутно-сурьмяно-флюоритовым оруденением (Кара-Арча, Северная Плавиковая гора, Новое) значения рудных индикаторов имеют также Pb и Zn. Содержание этих элементов в ореолах здесь иногда превышает фоновые в 80—250 раз.

Рудоконтролирующие разломы (Карааарчинский и Южный взбросы и др.) характеризуются увеличением в первичных ореолах содержания ртути (до 0,001—0,01 %), а также Sb, As, Ag. Для Sn, Mo, Zn, Pb, Ba эта зависимость не однозначна.

Образование слабоконтрастных часто отрицательных вблизи рудных тел ореолов Ni, Co, V, Cr, Ge, Mo происходило, очевидно, путем перераспределения их рудогенными растворами из первично обогащенных этими компонентами терригенно-сланцевых толщ силура — девона. Свинец, цинк, олово, серебро привносились гидротермальными растворами, а также частично заимствовались из вмещающих пород. Это подтверждается результатами анализа корреляционных связей элементов на различных сечениях первичных поликомпонентных ореолов. В ореолах, оконту-

ривающих рудные тела, выделяется несколько групп элементов, существенно коррелирующих между собой: 1) Hg, Sb, As, (Ba); 2) Pb, (As), Zn, Cu, (Ag); 3) Ni, Co, Cr, (Cu); 4) Sn, Ag, Mo, (Cr, Cu).

В надрудном ореоле число корреляционных связей сокращается. Ртуть положительно коррелирует с сурьмой и мышьяком, иногда галлием (Восточная Вершина). Для надрудного сечения на удалении до 100 м от рудной зоны сохраняются корреляции в третьей и четвертой группах.

Для месторождений Южной структуры Хайдарканского рудного поля с кварц-кальцит-флюорит-киноварным оруденением (Южная Плавиковая гора, Главное, Промежуточное, Восточная Вершина и др.) характерен следующий ряд осевой зональности (снизу вверх): Mo—Zn—Ni—Cu—Bi—Sn—Ag—Hg—As—Ba. Ряд осевой зональности кварц-флюорит-кальцит-полисульфидно-антимонит-киноварного месторождения Новое, по данным А. И. Мелешко и Ф. П. Турчинского [1981], следующий: Sn—Zn—Pb—Ag—Sr—Mo—Ba—Sb—Hg—As.

Поперечная (вертикальная) зональность от рудной зоны в перекрывающие сланцы выражается следующим рядом элементов: Sb—Hg—As—Ag—Pb—Ba—Zn—Co—Ni—Cu—Mo.

Обобщенная схема зональности первичных ореолов сурьмяно-ртутных месторождений Хайдарканского рудного поля показана на рис. 6. Наиболее стабильно в верхнерудных и фронтальных частях ореола развиты As, Ba, Hg, Sb. В подрудный и нижнерудный комплексы входят Pb, Zn, Cu, Sn, Bi, W.

Мультипликативные коэффициенты зональности $\frac{Hg \times Sb \times As}{Pb \times Zn \times Cu}$, $\frac{As \times Hg \times Sb}{Sn \times Cu \times Zn}$ и другие для интервалов, находящихся на одинаковом расстоянии от рудной зоны, характеризуются близкой величиной. Их максимумы фиксируют неглубоко (до 300 м) залегающее промышленное оруденение (см. рис. 6). Величина мультипликативного коэффициента $\frac{Hg \times Sb \times As}{Pb \times Zn \times Sn}$ контрастно в $n \cdot 10^3$— $n \cdot 10^5$ раз увеличивается над рудными телами и рудоконтролирующими разломами. В подрудном срезе ореола его значения не превышают $n \cdot 10^{-5}$— $n \cdot 10^{-4}$, в нижнерудном — $n \cdot 10^{-3}$— $n \cdot 10^{-1}$, в центральнорудном — $n \cdot 10^{-1}$— $n \cdot 10^{1}$ и в верхнерудном достигают $n \cdot 10^{2}$— $n \cdot 10^{3}$.

В целом поликомпонентные первичные ореолы Хайдарканского рудного поля представляют собой закономерное чередование различных концентраций элементов, из которых Hg, Sb, As, Ag, F, Se, Tl, In, Ba в целом имеют тенденцию к уменьшению продуктивности по мере удаления от рудного тела. Максимальные содержания мышьяка обычно фиксируются в сланцах на контакте с джаспероидами. Содержание Pb, Zn, Cu, Mo, Sn, Ge, Ni, Co иногда увеличивается с некоторым удалением от рудной зоны. Рудоконтролирующие разрывные нарушения подчеркиваются максимумами ореолов ртути ($\sim n \cdot 10^{-4}$%), сурьмы, мышьяка, серебра, в меньшей мере олова и молибдена.

Анализ размещения ртутного и сурьмяно-ртутного оруденения рудного поля относительно литологических комплексов показывает, что наибольшее количество их локализуется под сланцевым экраном.

Структурно-литологический контроль в размещении оруденения проявлен довольно отчетливо. Промышленные руды в большей своей части локализованы в зоне контакта известняков среднего карбона с перекрывающими их сланцами, а также в контакте слоистых известняков с подстилающими их грубослоистыми и массивными известняками. Ослабленный межформационный контакт разнородных пород, усиленный сланцевым экраном, стал благоприятной позицией для рудоотложения. В зонах разломов вблизи осевых частей антиклиналей промышленная минерализация распространяется от рудоносного контакта в подстилающие известняки на 50—80 м и более (до глубины 100—120 м). Единичные ртутные

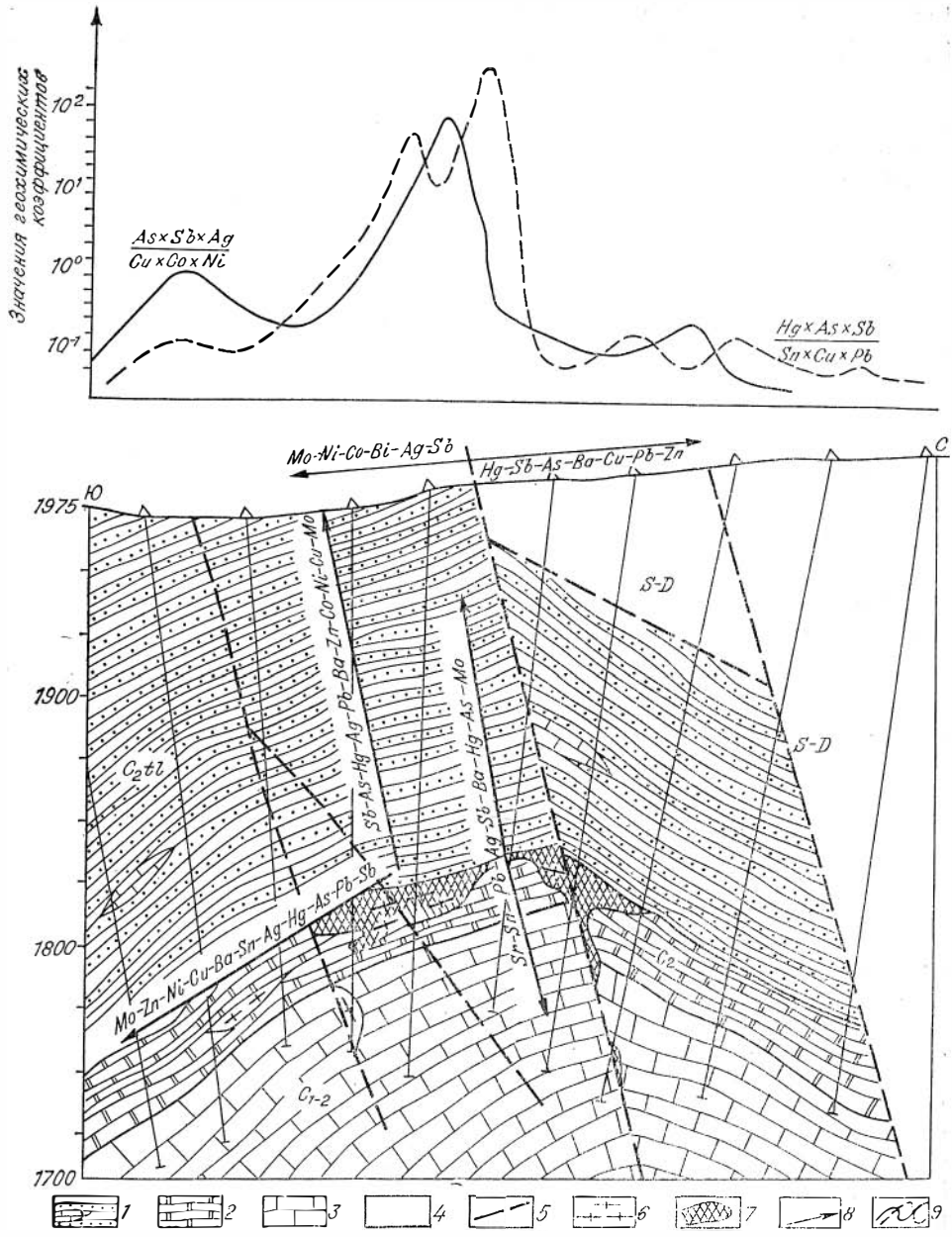


Рис. 6. Схема геохимической зональности сурьмяно-ртутных месторождений Хайдаркана.

1 — сланцы песчано-глинистые с линзами известняков; *2* — известняки слоистые; *3* — известняки массивные; *4* — сланцы углисто-глинистые; *5* — разрывные нарушения; *6* — джаспероиды; *7* — рудные тела; *8* — ряды зональности; *9* — графики мультипликативных коэффициентов зональности.

рудные тела локализованы в перекрывающих сланцах, удаляясь до 15—30 м от контакта (см. рис. 1).

Ртутно-сурьмяное оруденение вмещают слоистые известняки среднего карбона и джаспероиды, развитые по ним, а также окварцованные в зоне разломов грубослоистые и массивные известняки, их брекчии и реже измененные (окварцованные) сланцы.

Следует отметить, что продуктивность тех или иных разностей рудовмещающих пород заметно меняется в различных геолого-структурных позициях и особенно заметно возрастает вблизи зон крупных рудоконтролирующих разломов. В зоне влияния разлома образуется повышенная тре-

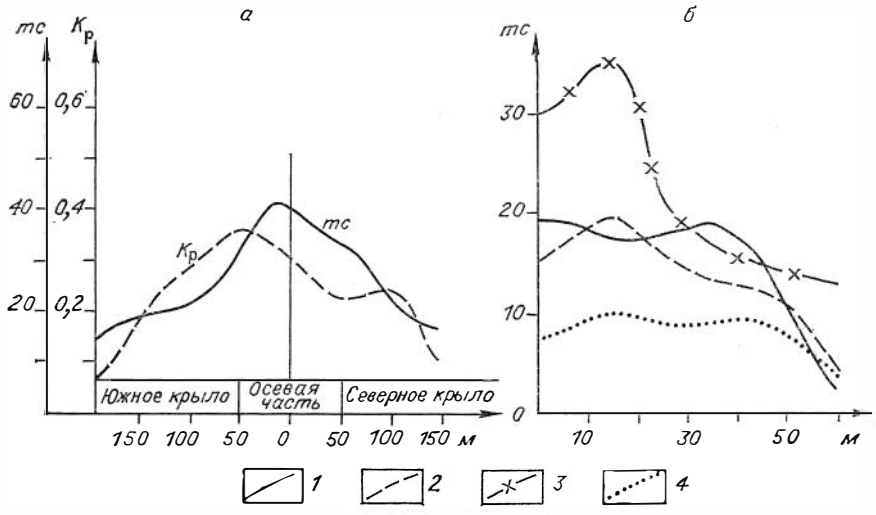


Рис. 7. Размещение оруденения в складчатой структуре (*а*) и зоне разлома (*б*).

1—4 — продуктивность оруденения относительно разломов разной ориентировки: *1* — субмеридиональной, *2* — субширотной, *3* — северо-западной, *4* — северо-восточной. $K_р$ — коэффициент рудоносности; *mc* — метропроцент.

щиноватость пород, особенно слоистых окварцованных известняков, склонных к расслоению и последующему дроблению.

Таким образом, преобладающей рудовмещающей средой являются слоистые известняки и развивающиеся по ним джаспероиды и их брекчии.

Важный фактор, контролирующий рудоотложение,— пористость, значение которой повышается в результате гидротермального метаморфизма пород, предшествующего рудообразованию. Рудный процесс понижает пористость. Установлено, что повышенная пористость и относительно высокая трещиноватость джаспероидов — главные причины локализации руд в горизонтах именно этих пород.

Структурные факторы являются ведущими в размещении ртутного и ртутно-сурьмяного оруденения и проявляются на фоне литологического. При этом складчатые структуры создают благоприятную обстановку для развития разрывных нарушений и деформаций пород, оказывающих положительное влияние на размещение оруденения.

Рассматривая закономерности размещения оруденения в складчатой структуре месторождений рудного поля, отметим, что наиболее продуктивны купольная и осевая части антиклинали. По мере удаления от оси складки продуктивность оруденения резко падает. В 150—200 м существенные концентрации ртути и сурьмы довольно редки (рис. 7). На более глубоких горизонтах месторождений в известняках также благоприятными для рудолокализации остаются осевые части антиклиналей, осложненные крутопадающими разломами.

Ведущая роль разрывных структур в размещении месторождений и рудных тел отмечалась рядом исследователей [Поярков, 1955; Федорчук, 1983; Никифоров, 1969]. В Хайдарканском рудном поле геолого-структурная позиция большинства рудоносных площадей определяется приуроченностью их к поперечным поднятиям в местах пересечения их субширотными и диагональными разломами.

Большая часть промышленных ртутных рудных тел размещается вдоль зон этих рудоконтролирующих и рудораспределяющих разрывных нарушений, тяготея преимущественно к приподнятым блокам. Повышенная продуктивность отмечается в 20—30 м от разломов и далее уменьшается (см. рис. 7).

В пределах месторождений широко развиты мелкие разрывные нарушения и трещины, оперяющие более крупные разломы. Эти трещины,

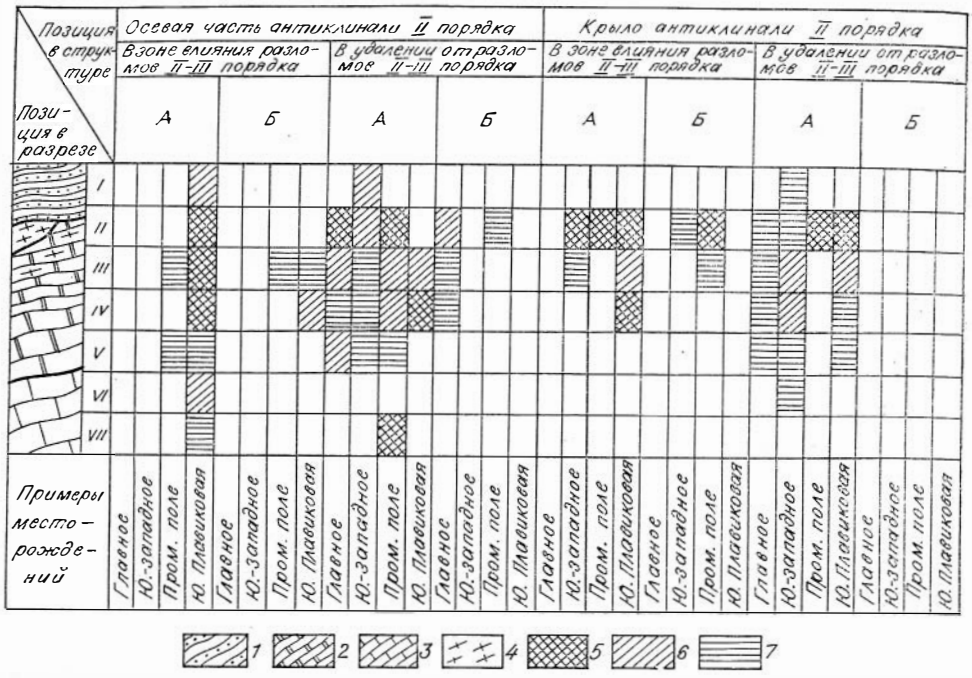


Рис. 8. Размещение ртутного оруденения в разрезе и структуре месторождений Хайдарканского рудного поля.

1 — сланцы, песчаники; *2* — известняки слоистые; *3* — известняки массивные; *4* — джаспероиды; *5—7* — характер ртутного оруденения: *5* — богатые руды, *6* — рядовые, *7* — бедные.
А — в местах осложнения разломами третьего-четвертого порядка, Б — в местах незначительного развития разломов третьего-четвертого порядка.

как правило, являются рудолокализующими структурами и обычно определяют пространственное положение богатых рудных тел и гнезд. По отношению к плоскостям этих разрывов и трещин промышленные рудные интервалы удаляются не более чем на 10—15 м, чаще смещаясь в висячий бок разлома на 5—8 м. Относительная продуктивность разрывных нарушений разной ориентировки неодинакова. Она различна в пределах одного месторождения и даже горизонта. Так, на верхних горизонтах месторождения Промежуточное наиболее продуктивны зоны субширотных разрывных нарушений; на глубоких горизонтах этого же объекта заметно возрастает роль диагональных северо-восточных и северо-западных разломов.

Важно подчеркнуть, что промышленное оруденение локализуется на участках сложного сочетания благоприятных структурных и литологических факторов. Это позволяет наметить геологически однородные позиции.

Геометризацию однородных геологических позиций осуществляли, исходя из положения, что формирование и становление месторождения и рудных тел происходят в разнородных породах на фоне влияния складчатой структуры второго порядка при решающем влиянии разрывных нарушений второго и третьего порядков [Никифоров, 1969]. При этом учитывали степень развития разрывных нарушений четвертого и более высоких порядков и степень дислоцированности рудовмещающих пород.

Геологическая позиция выделялась по следующей схеме: в осевой части антиклинали второго порядка намечено по четыре позиции для каждого типа вмещающих пород (слоистые, грубослоистые и массивные известняки), две из которых размещаются в зоне влияния разлома второго или третьего порядка: первая — в местах осложнения разломами четвертого порядка; вторая — в местах слабого развития или отсутствия разломов четвертого порядка. Следующие две позиции — в удалении от разло-

мов. Аналогичным образом намечены позиции на крыльях антиклиналей.

Всего в структуре изученных месторождений рудного поля выделено 36 геологических позиций. Для выяснения их относительной продуктивности проведен анализ интенсивности проявления ртутного оруденения. Изучено 726 конкретных геологических блоков, расположенных на эксплуатационных горизонтах месторождений Южной структуры. При этом каждая позиция оценивалась значениями среднего содержания ртути и сурьмы, мощности рудных тел, а также частоты встречаемости кондиционных интервалов (рис. 8).

Установленные общие генетические закономерности показывают, что в геологически благоприятных позициях с повышенной эффективной пористостью и трещиноватостью пород и полным проявлением стадий гидротермального минералообразования формировались мощные тела метасоматитов с богатыми рудами. Подобные участки возникали на контакте разнородных пород вдоль зон крупных субширотных и диагональных рудоконтролирующих разломов, особенно в местах их изгиба и отложения серией разрывных нарушений подчиненных порядков.

На значительных по масштабу месторождениях рудного поля число тектонических фаз и импульсов движения и дробления пород, а также стадий гидротермального минералообразования больше, чем на мелких. Показательно, что на крупных месторождениях структуры и текстуры руд гораздо многообразнее, чем на мелких, а количество стадий минерализации обычно достигает четырех-пяти. Рудопроявления на флангах рудного поля (западном и восточном) охарактеризованы одной или двумя стадиями.

ЛИТЕРАТУРА

Баринкова Н. Ю. О возрасте сурьмяно-ртутного оруденения Южной Ферганы // Сов. геология.— 1975.— № 12.— С. 128—132.

Воронов В. Г., Никифоров Н. А. О геохимических критериях оценки сурьмяных месторождений джаспероидного типа // Закономерности размещения, поиски, разведка и оценка ртутно-сурьмяного оруденения Средней Азии.— Ташкент: Фан, 1983.— С. 64—69.

Мелешко А. И., Турчинский Ф. П. Геохимические ореолы ртутных месторождений джаспероидного типа // Геология и вещественный состав ртутных и сурьмяных месторождений.— М.: Наука, 1981.— С. 60—66.

Никифоров Н. А. Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня. Условия размещения и вопросы методики прогнозирования.— Фрунзе: Илим, 1969.— 232 с.

Никифоров Н. А. Особенности геологического строения и размещения оруденения ртутно-сурьмяных месторождений Южно-Ферганского пояса // Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений.— М.: Наука, 1970.— С. 191—214.

Поршняков Г. С. Герциниды Алая и смежных районов Южного Тянь-Шаня.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1973.— 210 с.

Поярков В. Э. Ртуть и сурьма.— М.: Госгеолтехиздат, 1955.— 208 с. (Оценка месторождений при поисках и разведке; Вып. 15).

Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии.— М.: Госгеолтехиздат, 1947.— 80 с.

Федорчук В. П. Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений.— М.: Недра, 1969.— 286 с.

Федорчук В. П. Геология ртути.— М.: Недра, 1983.— 264 с.

А. А. Иванова, Ю. И. Михайлова, В. В. Терновой

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФТОРОНОСНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ И ФТОРСОДЕРЖАЩИХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Исследования основных флюоритоносных регионов СССР, а также анализ зарубежной литературы показывают, что фтор характерен для континентальных блоков земной коры, имеет эндогенное происхождение, ассоциирует с литофильными и реже халькофильными элементами. Месторождения фтора в той или иной мере ассоциируют с магматическими

породами определенных формаций, которые приурочены к орогенным областям и областям тектономагматической активизации. Металлогенический анализ флюоритоносных провинций, осуществленный путем построения специализированных карт с определением фторо- и флюоритоносности пород и с привлечением математических методов, вскрыл ведущую роль магматического фактора в проявлении фторовых концентраций в виде тех или иных металлогенических ассоциаций или формаций.

Пространственно-временной анализ распределения фторовых и фторсодержащих минералов показывает их приуроченность к определенным магматическим и связанным с ними метасоматическим и жильным образованиям. Минеральные формы проявления фтора разнообразны. Это — флюорит, топаз, криолит, виллиомит, селлаит, апатит, фторкарбонаты редких земель и др. Парагенетические фторсодержащие ассоциации и генетические особенности месторождений обусловлены составом магматических расплавов, степенью и условиями их дифференциации и кристаллизации.

При кристаллизации агпаитовых магм фтор накапливался в остаточных расплавах, так как сильные связи со щелочами препятствовали его отделению в газовую фазу. Значительное количество фтора, по данным Л. Н. Когарко и Л. Д. Кригмана [1981], вызывает ликвацию на щелочно-фторидный и силикатный расплавы. В результате их обособления и кристаллизации возникли вкрапленность и линзы виллиомита в луявритах, обособления криолитовых руд и фторапатитовые залежи.

В карбонатитах, ассоциирующих с ультраосновными и щелочными породами, фтор концентрировался главным образом в поздних разностях в виде фторкарбонатов редких земель и флюорита, образовав в ряде случаев промышленные месторождения. В щелочных гранитах и сиенитах фтор входит в состав щелочных амфиболов и слюд, акцессорного криолита, а крупные концентрации образует в скарнах и фельдшпатолитах в виде гагаринита и флюорита в ассоциации с редкими металлами и редкими землями.

Значительные концентрации фтора характерны для некоторых разностей лейкократовых гранитов и аляскитов — так называемых литий-фтористых гранитов, которые образовались из насыщенных фтором (~0,5%) расплавов [Коваленко, 1977]. Последние возникали в результате дифференциации гранитной магмы, в ходе перемещения их в верхние части магматического очага экстрагировались значительные количества лития, рубидия, таллия и других элементов. В приповерхностных условиях кристаллизации такой магмы образовались онгониты или эльваны [Коваленко В. И., Коваленко Н. И., 1976].

Главными концентраторами фтора в этих породах являются топаз (до 10%) и флюорит (до 2—3%). В результате постмагматических процессов основная масса фтора концентрируется в виде флюорита в скарнах, апокарбонатных грейзенах и низкотемпературных жилах.

Фторовое оруденение в связи с эффузивами кислого и контрастного кисло-основного состава представлено главным образом флюоритом и обнаруживает парагенетическую связь с вулканитами. Высокие содержания фтора в магме обусловливают образование сферолитовых разностей пород, содержащих флюорит, а также вкрапленность и выделения флюорита в виде литофиз в липаритах и игнимбритах, заполнение им миндалин базальтов. В вулканических областях фтор выносился, по-видимому, из мантии и выделялся неоднократно. В период активных извержений он сорбировался пеплами в виде легко растворимых соединений, во время гидротермально-фумарольной деятельности отлагался в виде возгонов фторидов, фторсодержащих травертинов, тонкозернистых агрегатов флюорита в кальдерных озерах, а в поствулканический гидротермальный этап формировались жильные и брекчиевые флюоритовые тела.

Эмпирически наблюдаемые связи фтора с магматическими породами подтверждаются результатами экспериментальных исследований фторси-

ликатных систем [Анфилогов и др., 1973; Когарко, Кригман, 1981] и объясняются высоким сродством к фтору щелочей, кремния, алюминия, литофильных редкометалльных и редкоземельных элементов [Жариков, Маракушев, 1976].

Анализ геологических обстановок, в которых реализуются рудные объекты, позволяет выделить определенные магматические формации и соотнести с каждой из них фтор- или флюоритсодержащую формацию: 1) формация агпаитовых нефелиновых сиенитов* — фторапатит-редкоземельно-редкометалльная формация; 2) щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами — ниобий-редкоземельно-флюоритовая; 3) щелочных граносиенитов и нефелиновых сиенитов — железо-редкоземельно-флюоритовая; 4) лейкогранитовая и гранитов рапакиви — олово-редкометалльно-фторовая; 5) аляскитовая — вольфрам-молибден-флюоритовая; 6) щелочных гранитов и сиенитов — бериллий-флюоритовая; 7) трахиандезитовая — полиметаллически-флюоритовая стратиформная; 8) трахилипаритовая — полиметаллически-флюоритовая жильная; 9) липарит-базальтовая и трахибазальтовая — флюоритовая. Месторождения, ассоциирующие с различными магматическими формациями, отличаются рядом типоморфных особенностей — специфичными вмещающими породами, их метасоматическими изменениями, условиями залегания и морфологией рудных тел, типами руд и сопутствующими компонентами, которые частично показаны в табл. 1. Магматический фактор выступает в качестве определяющего при рассмотрении положения флюоритового оруденения большинства формационных типов в геологических структурах земной коры, поэтому выделение типовых геологических обстановок проявления флюоритового оруденения и создание на их основе геолого-генетических моделей рудных формаций базируются в первую очередь на установлении характера связей (генетических или парагенетических) рудных и магматических образований.

В качестве частного примера изучения таких связей и построения геолого-генетических моделей рассмотрим редкометалльно-флюоритовую группу формаций, являющуюся одним из главных в промышленном отношении типов флюоритового оруденения.

Редкометалльно-флюоритовое оруденение образуется на всех стадиях поздне- и постмагматического процесса, связанного с определенными типами гранитоидов (табл. 2). Главными разновидностями постмагматических образований в пределах рудных полей являются: пегматитоподобные метасоматиты, скарны, альбитизированные граниты, грейзены, флюорит-полевошпатовые метасоматиты и поздние собственно гидротермальные жилы кварц-карбонат-флюоритового состава.

Характер парагенетических ассоциаций минералов позволяет выделить три основные стадии постмагматического рудообразующего процесса: раннюю щелочную, кислотную и позднюю щелочную. В пределах рудных полей отмечается зональное распределение разных типов оруденения по отношению к гранитовым интрузивам (рис. 1). В гранитах локализуются эндогрейзены и флюорит-полевошпатовые метасоматиты, а в экзоконтакте интрузивов, по мере удаления от контакта,— скарновые тела, экзогрейзены, кварц-карбонат-флюоритовые жилы.

Изучение условий минералообразования, состава включений, температуры их гомогенизации и декрепитации в лабораториях ВСЕГЕИ и ВИМС, привлечение результатов исследований других авторов (А. В. Коплуса, В. Б. Наумова, М. Н. Кандинова и др.) по редкометалльно-флюоритовым объектам позволили определить некоторые физико-химические условия флюоритообразования. Температура минералообразования закономерно снижается от ранних к поздним стадиям минерализации (см. табл. 2). Состав вакуольных растворов во флюорите скарнов существенно гидрокарбонатно-калиевый, грейзеновых и полевошпатовых обра-

* Названия магматических формаций даны в соответствии с классификацией петрологов ВСЕГЕИ [Карта..., 1971].

Формация	Состав	Содержания фтора
Агпаитовых нефелиновых сиенитов	Нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты	0,10—1,23 (2)
Щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами	Оливиниты, пироксениты, ийолиты, уртиты, карбонатиты	0,17 (3)
Щелочных граносиенитов и нефелиновых сиенитов	Нефелиновые сиениты (миаскиты), граносиениты, граниты	—
Лейкогранитовая и гранитов рапакиви	Биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые граниты, гранит-порфиры	0,10—1,47 (1, 4, 5)
Аляскитовая	Лейкократовые граниты, аляскиты, гранит-порфиры	0,10—0,70 (1, 4, 5)
Щелочных гранитов и сиенитов	Щелочные граниты, сиениты, граносиениты	0,20 (1)
Трахиандезитовая	Трахибазальты, трахиандезиты, монцониты	0,10 (1, 6)
Трахилипаритовая	Трахилипариты, их туфы, игнимбриты, гранит-порфиры	0,01—0,40 (1)
Липарит-базальтовая и трахибазальтовая	Базальты, андезито-базальты, трахибазальты, липариты, трахилипариты	0,11 (липариты) 0,17 (базальты) (1)

Примечание. Содержания фтора приведены по данным авторов (1), Л. Н. Когарко (2),

зований — хлоридно-натровый, а кварц-карбонат-флюоритовых жил — гидрокарбонатно-сульфатно-натровый. Основные стадии постмагматического процесса характеризуются своим набором новообразований, их геохимической специализацией и оруденением, а также температурами и составом минералообразующих растворов.

Фтор присутствует в постмагматических образованиях в составе флюорита, который является сквозным минералом всех стадий, а также различных фторовых и фторсодержащих минералов (везувиана, топаза, селлаи-

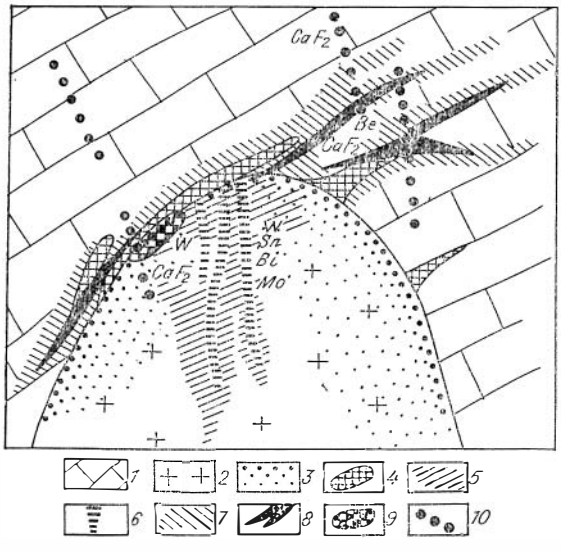


Рис. 1. Модель редкометалльно-флюоритового рудного поля в разрезе.

1 — известняки; *2* — граниты; *3* — альбитизированные граниты; *4* — скарны; *5* — грейзенизированные граниты; *6* — кварц-грейзеновые жилы; *7* — зоны экзогрейзенов; *8* — слюдисто-флюоритовые метасоматиты; *9* — флюорит-полевошпатовые метасоматиты; *10* — кварц-карбонат-флюоритовые жилы.

Таблица 1

магматических формаций

Метасоматические изменения	Фторсодержащие формации	Полезные компоненты	Примеры провинций
Фенитизация, ороговикование, мраморизация	Фторапатит-редкоземельно-редкометалльная	Фторапатит, Ta, Nb, Zr, TR	Балтийский щит
Фенитизация, карбонатизация	Ниобий-редкоземельно-флюоритовая	Апатит, флюорит, TR, Nb, Zr, Fe	Восточная Сибирь
Фенитизация, альбитизация	Железо-редкоземельно-флюоритовая	Флюорит, Fe, TR, Zr, барит, апатит	Южная Сибирь
Скарнирование, грейзенизация	Олово-редкометалльно-фторовая	Sn, W, Be, флюорит, топаз	Дальний Восток, Забайкалье, Средняя Азия, Балтийский щит
Скарнирование, альбитизация, грейзенизация	Вольфрам-молибден-флюоритовая	W, Mo, Bi, Be, Sn, флюорит, селлаит	Казахстан, Средняя Азия, Забайкалье
Альбитизация, микроклинизация	Бериллий-флюоритовая	Флюорит, Be, Mo, TR, Zr, Nb	Забайкалье
Березитизация, окварцевание	Полиметаллически-флюоритовая стратиформация	Флюорит, барит, Cu, Pb, Zn	Средняя Азия, Казахстан
Березитизация, окварцевание	Полиметаллически-флюоритовая жильная	Флюорит, Pb, Zn	Средняя Азия
Аргиллизация	Флюоритовая	Флюорит	Забайкалье

М. Я. Соминой (3), Л. В. Таусона (4), В. И. Коваленко (5), К. А. Рахманова (6).

та, апофиллита, мусковита). Постмагматический процесс характеризуется тенденцией увеличения содержаний флюорита от ранних стадий к более поздним: в пегматитоподобных образованиях — до 5%, в скарнах и эндогрейзенах — до 10% (за исключением флюорит-везувиановых скарнов, где его содержание достигает 30%), в апокарбонатных и апоскарновых грейзенах — до 40%, во флюорит-полевошпатовых метасоматитах — до 40—50% и в кварц-карбонат-флюоритовых жилах — до 70—80%.

Пространственная приуроченность редкометалльно-флюоритовых полей и отдельных флюоритовых рудных тел к выходам гранитов, зональное размещение разных типов минерализации по отношению к интрузивам, установленные корреляционные связи фтора с рядом петрогенных компонентов в гранитах, постепенное накопление фтора и фторсодержащих минералов в гранитах и постмагматических образованиях свидетельствуют о генетической связи флюоритового оруденения рассматриваемого типа с гранитами.

Комплекс рассмотренных характеристик, включающих состав, генетические особенности, а также распределение во времени и пространстве всех типов минерализации, связанной с единым сложным процессом постмагматического рудообразования, и составляет основу модели фторсодержащей редкометалльно-флюоритовой формации. Изображение или описание модели может быть представлено в разной форме. Оптимальной формой для восприятия представляется графическое изображение элементов рудной формации в комплексе с табличными данными, раскрывающими главные связи рудных и геологических образований.

Таблица 2

Модель постмагматического процесса на редкометаллыно-флюоритовых полях

Элементы модели		Стадии постмагматического процесса				
		ранняя щелочная		кислотная	поздняя щелочная	
В гранитах	Главные типы образований	Пегматитоподобные метасоматиты	Альбитизированные граниты	Эндогрейзены	Флюорит-полевошпатовые метасоматиты	Собственно гидротермальные жилы
	Промышленные компоненты	—	—	W, Mo, Bi, Sn, Be		
	Типичные элементы-примеси	TR, Ta, Nb, Mo, Sn, Be, F	Nb, Rb, Tl, Ga	F, Li, Nb, Ge, Y		
Во вмещающих карбонатных отложениях	Главные типы образований	Скарны		Экзогрейзены	Флюорит-полевошпатовые метасоматиты	Собственно гидротермальные жилы
		гранат-пироксеновые	везувиановые			
	Промышленные компоненты	—	CaF_2, Be	CaF_2, Be	CaF_2	CaF_2
	Типичные элементы-примеси	Sn, F, Cu, Mo	Sn, W, Bi	Li, Sn, W	Li, Be	Cu, Zn, Pb
Температуры минералообразования, °С		500—300		350—200	200—150	170—100
Преимущественный состав вакуольных растворов во флюоритах		Гидрокарбонатно-калиевый		Хлоридно-натриевый	Гидрокарбонатно-сульфатно-натровый	

Главными элементами таких моделей являются их геологические, морфологические, минералогические, геохимические, петрохимические характеристики. На основе многомерных статистических методов проведена оценка силы связи этих характеристик и определены векторы свойств, отражающих однородность элементов геолого-генетических моделей на примере месторождений Средней Азии и Казахстана. В качестве опытного полигона был избран Чаткало-Кураминский регион, где исследовались характеристики минерального и химического состава 14 массивов аляскитовой формации пермского возраста. Они обнаруживают ряд сходных черт: а) малую глиноземистость — коэффициент агпаитности от 0,9 до 1,0; б) калиевую специализацию — отношение K/Na всегда >1; в) сравнительно высокую железистость с преобладанием закисного железа над окисным. В несколько повышенных концентрациях (кларк концентрации >1) встречаются F, Rb, Nb, а пониженный кларк концентрации (<1) отмечен для Ba, Sr, Cu, Zn, V, Cr. Для гранитов с известным флюоритовым оруденением отмечаются повышенные концентрации редких щелочей, а также Y и Mo. Вместе с тем вся эта разнообразная и обширная петро- и геохимическая информация не позволяла однозначно выделить потенциально рудоносные массивы, в силу чего была предпринята попытка многомерного статистического анализа для проверки целостности модели. Введение многомерных статистических характеристик дает возможность не только количественно оценить состав и интенсивность проявления тех или иных геолого-геохимических обстановок рудолокализации, но также сформулировать общие критерии потенциальной рудоносности магматических формаций и способствовать созданию интегральной модели рудоносной формации.

Основным методом исследования был метод главных компонент [Крамбейн и др., 1973].

В качестве ведущего статистического фактора (СФ) с «весом» 36% выступает ассоциация кремнекислоты с контрастно проявленной по отношению к ней группой элементов, охватывающей мафическую составляющую пород. В соответствии с ранее полученными данными [Иванова и др., 1976] эта ассоциация может интерпретироваться как проявление ведущего процесса становления интрузивных массивов — кристаллизационной дифференциации. II и III СФ, включающие щелочи и CaO, отражают характер щелочной дифференциации, а значительные положительные нагрузки IV СФ приходятся на FeO и MnO — компоненты-индикаторы фемической составляющей пород, в первую очередь биотита. Рассмотрение значений СФ для каждого из отдельных интрузивов позволяет прийти к выводу о том, что для всех них характерен нормальный ход процесса кристаллизационной дифференциации. Они составляют на диаграмме общую совокупность, подтверждая справедливость отнесения их к одной формации.

Возможность выделения потенциально рудоносных массивов с помощью многомерного статистического анализа подтверждается рассмотрением значений II и IV СФ (рис. 2). Точки, характеризующие значения факторов для большинства интрузивных массивов, образуют основное поле в центре диаграммы, но точки значений факторов для флюоритоносных гранитов имеют тенденцию к группировке в области положительных значений обоих факторов, отражающих связь соотношения щелочей, Mn, закисного железа, т. е. фемических и салических составляющих пород. В эту группу попадают граниты Баркракского, Туюкского интрузивов и взятого в качестве эталонного Караобинского массива (Казахстан). Полярную группу образуют поля отрицательных значений обоих факторов, отвечающие породам Шайданского и Сокурбельского массивов, для которых процесс флюоритообразования не характерен.

При анализе структуры матрицы факторных нагрузок для малых элементов гранитов выявляется антагонизм группы элементов фтора, редких щелочей, редких элементов и щелочно-земельных элементов —

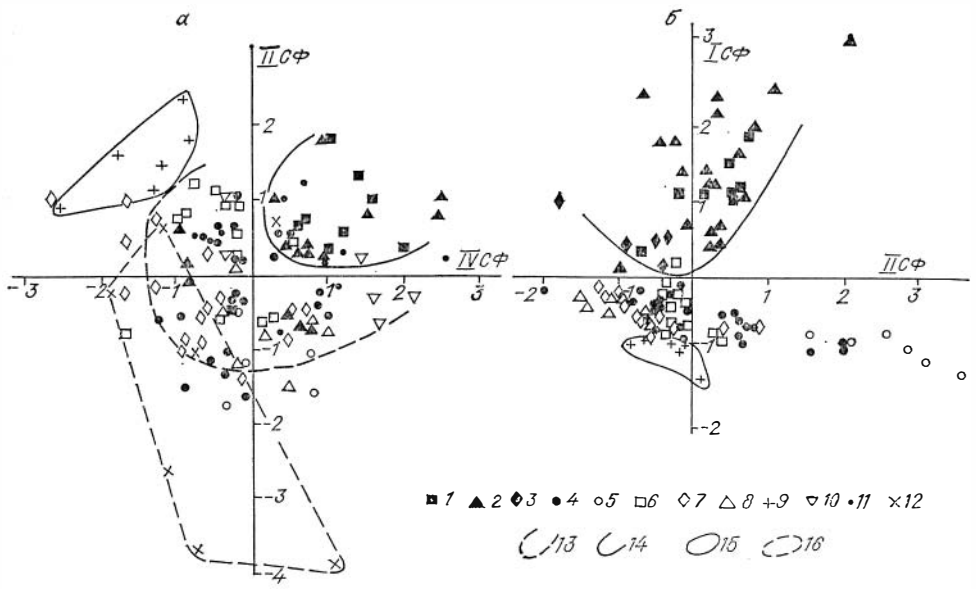


Рис. 2. Диаграммы значений статистических факторов (СФ) для петрохимической (*а*) и геохимической (*б*) выборок гранитов аляскитовой формации Средней Азии и Казахстана.

1—12 — точки составов гранитов Караобинского (*1*), Баркракского (*2*), Майдантальского (Анаульгенский выход) (*3*), Саргардонского (*4*), Саргардонского (дайки) (*5*), Арашанского (*6*), Чаркасарского (*7*), Оби-Аштского (*8*), Шайданского (*9*), Кызылторского (*10*), Туюкского (*11*), Сокурбельского (*12*) интрузивов; *13—16* — поля распространения точек, характеризующих состав большинства интрузивов (*13*), преимущественно флюоритоносных интрузивов (*14*), Шайданского (*15*) и Сокурбельского (*16*) интрузивов.

Нагрузки и «веса» СФ: *а* — II — $(K_2O)^+$ — 15%; IV — $(MnO, FeO)^+$ — 11%.

б — I — $\frac{(Rb, F, Li, Cs, Sn, Be)^+}{(Ba)^-}$ — 56%; II — $(Sr)^+$ — 12%.

Sr и Ba (I СФ с «весом» 56 %). II СФ отражает ту же полярную ассоциацию. Интерпретировать эту ассоциацию можно как отражение процесса эманационной дифференциации, которая способствует накоплению фтора и других компонентов и возникновению их устойчивых связей. Максимально эта ассоциация проявляется в породах потенциально флюоритоносных интрузивов, минимально — в безрудных (см. рис. 2).

Анализ объединенной выборки петрогенных, малых и редких элементов и фтора подтверждает характер отмеченных выше процессов и позволяет более надежно выделить флюоритоносные массивы.

В качестве варианта модели полиметаллически-флюоритовой жильной формации можно рассматривать вулканотектоническую структуру (ВТС) с флюоритовым оруденением. Эта модель учитывает преимущественно структурные параметры: тип вулканической структуры (кальдера проседания или купол), фации вулканитов (туфы, лавы, субвулканические тела и др.), пространственное положение флюоритового оруденения, а также состав магматических пород, характер метасоматических изменений и вещественный состав рудных тел и их генетические особенности.

Небольшой размер статьи не позволяет нам рассмотреть модели остальных флюоритсодержащих формаций и сопоставить их между собой. Сейчас важно отметить лишь, что объем и сложность геолого-генетических флюоритсодержащих моделей определяется характером связи оруденения с магматизмом. В случае тесной (генетической) связи рудных и магматических образований типовая обстановка проявления оруденения в большинстве случаев может быть представлена в ранге рудного поля, где развитие процессов, вызванных внедрением интрузивного тела, приводит к образованию конкретных рудных тел. Более отдаленные парагенетические связи рудных образований с магматизмом обусловливают построение более крупных и сложных моделей в ранге рудных узлов и зон. Создание

и дальнейшая проверка моделей фторсодержащих формаций должны проходить в двух аспектах:

1) детальное геолого-минералого-геохимическое изучение конкретных рудных полей с использованием геофизических методов и построение объемных моделей с отражением интенсивности проявления рудного и метасоматического процессов;

2) количественная характеристика конкретных моделей рудных полей и определение силы связей их элементов — геологических, петрохимических, минералогических, геохимических, геофизических и других на основе информационных и математических методов.

Внутриформационное сопоставление моделей конкретных рудных полей позволит в теоретическом плане уточнить общую геолого-генетическую модель формации, а в практическом — найти количественные зависимости между интенсивностью и характером проявления магматизма — метасоматизма и оруденения, необходимые для расчета прогнозных ресурсов по категориям P_3 и P_2.

Межформационное сопоставление рудных полей и рудных узлов будет способствовать в теоретическом плане дальнейшему уточнению процессов фторообразования, оценке мобилизующей и рудогенерирующей роли фтора в различных геологических обстановках.

Анализ моделей различных фторсодержащих формаций в пределах одного региона позволит выявить металлогеническую роль фтора и использовать ее для оценки минерагенического потенциала фтора и связанных с ним лито- и халькофильных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

Анфилогов В. Н., Глюк Д. С., Труфанова Л. Г. Фазовые отношения при взаимодействии гранитов с фторидом натрия // Геохимия.— 1973.— № 1.— С. 44—48.

Жариков В. А., Маракушев А. А. К проблеме рудоносности магматических серий // Магматизм и эндогенное рудообразование.— М.: Наука, 1976.— С. 5—12.

Иванова А. А., Михайлова Ю. И., Павлова В. В. Систематизация и количественные методы обработки геолого-геохимических и петрохимических данных при металлогенических исследованиях и прогнозировании // Тр. ВСЕГЕИ. Новая сер.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1976.— Т. 227.— С. 39—50.

Карта магматических формаций СССР. Масштаб 1 : 2 500 000 и объяснительная записка к ней/Гл. ред. Д. С. Харкевич, отв. ред. В. Н. Москалева.— Л., 1971.— 88 с.

Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977.— 208 с.

Коваленко В. И., Коваленко Н. И. Онгониты.— М.: Наука, 1976.— 126 с.

Когарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах.— М.: Наука, 1981.— 126 с.

Крамбейн У., Кауфмен М., Мак-Кеммон Р. Модели геологических процессов.— М.: Мир, 1973.— 150 с.

А. В. Коплус

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО ФЛЮОРИТОВОГО ФОРМАЦИОННО-ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА

Средне-низкотемпературные гидротермальные месторождения флюорита, удаленные на значительные расстояния от фторгенерирующих источников, относятся к типичным представителям эпитермального оруденения. До сих пор достаточно полная геологическая модель формирования таких месторождений, нередко обладающих чертами вулканогенных образований, еще не создана, хотя многие ее аспекты служили предметом неоднократного обсуждения. В этом отношении привлекают внимание работы А. А. Оболенского с соавторами [1983 и др.], раскрывающие

основные признаки обобщенной генетической модели эпитермального минералообразования на материале месторождений плавикового шпата, свинца, цинка, ртути, сурьмы, мышьяка, золота и других металлов Алтае-Саянской и соседних с ней складчатых областей. Однако и здесь внимание уделено преимущественно рудным формациям. Между тем вследствие широкой распространенности, важного промышленного значения и дискуссионности ряда вопросов происхождения оруденение эпитермального формационно-генетического типа заслуживает специального рассмотрения с привлечением данных по другим фтороносным регионам.

Месторождения и рудопроявления этого типа известны практически на всех континентах, где залежи плавикового шпата формировались на протяжении главным образом фанерозоя с нарастанием общей интенсивности рудообразования от древних эпох к более молодым. Возникновение части месторождений флюорита можно, вероятно, синхронизировать со временем позднеорогенного развития структур земной коры, но кристаллизация основной массы плавиковошпатовых руд отвечает завершающим (конечным) этапам металлогенических процессов, обусловленных тектономагматическими активизациями складчатых поясов срединных массивов, щитов и плит. Становление особо продуктивного мезозойско-кайнозойского оруденения происходило на фоне планетарной тектонической активизации в связи с образованием современных океанов, причем некоторыми исследователями отмечается корреляция роста интенсивности флюоритоотложения с увеличением спрединга океанов [Корытов, 1981].

Большинство месторождений флюорита представлено различными по размерам и морфологии жилами выполнения и минерализованными зонами дробления в алюмосиликатных породах. Меньшее значение имеют метасоматические тела, роль которых существенно возрастает в карбонатной среде, где нередко отмечаются крупные плащеобразные и стратиформные рудные залежи. Большая часть флюоритоносных тел формировалась в обстановке субвулканической фации глубинности. Тем не менее при наличии благоприятных для фторного замещения литологических горизонтов или экранирующих структур располагающееся ярусами стратиформное оруденение плавикового шпата может залегать на глубине до 2—3 км (Иллинойс, Кентукки, США), а жильное — порядка 4—5 км от поверхности, существовавшей в период минералообразования. На промышленных месторождениях насчитывается несколько стадий флюоритоотложения (до пяти-шести), но основная масса плавикового шпата выделялась в одну-две (редко больше) стадии, что хорошо согласуется с геохимическими особенностями поведения фтора в гидротермальном процессе [Коплус, Пузанов, 1972]. Длительность рудоотложения («спрессованное», без межстадийных перерывов) промышленно-флюоритоносных тел не превышает, по данным математического моделирования, 30 тыс. лет [Коплус, Астрахан, 1978]. Основу руд месторождений составляют кварц и флюорит, зачастую вместе с кальцитом и, реже, баритом. К ним в различных, иногда заметных, количествах присоединяются сульфиды и другие рудные минералы. В соответствии с этим выделяются кварц-флюоритовые, кальцит-(кварц)-флюоритовые, барит-(кварц, кальцит)-флюоритовые и сульфидно-(кварц, кальцит, барит)-флюоритовые месторождения. Три первых из них относятся к малосульфидному подтипу флюоритового эпитермального формационно-генетического типа оруденения, последние — к сульфидсодержащему. В одной и той же металлогенической провинции в течение единого минерагенического этапа могли формироваться месторождения нескольких минеральных типов — кварц-флюоритовые и сульфидно-(кварц, кальцит, барит)-флюоритовые (Кураминская геологическая область), кварц-флюоритовые, кальцит-(кварц)-флюоритовые и другие (Забайкалье, Казахстан, Горный Алтай) и т. п. Нередко месторождения разного состава связаны взаимопереходами по латерали и особенно по вертикали. С глубиной барит-(кварц, кальцит)-флюоритовое оруденение сменяется кварц-флюоритовым и кальцит-(кварц)-флюоритовым сначала

с небольшой, а потом с заметной примесью сульфидов; еще далее появляется сульфидно-флюоритовое. Зональность крупных плавиковошпатовых тел также может отражать аналогичные минеральные ассоциации. Все это свидетельствует о единой природе месторождений обоих выделенных формационно-генетических подтипов.

Флюоритоносные залежи сопровождаются зонами околорудной аргиллизации пород, имеющей каолиновый уклон в кислом по составу субстрате и гидрослюдистый и монтмориллонитовый — в средних и основных. Аргиллизиты в различной степени окварцованы и флюоритизированы. Гранитоиды, вмещающие сульфидсодержащие месторождения плавикового шпата, нередко несут следы дорудной калишпатизации и эпидотизации, не характерных для малосульфидных флюоритоносных объектов. Карбонатные отложения вдоль плавиковошпатовых залежей обычно подвергаются кремнекислому и фторному метасоматозу, слабому растворению и перекристаллизации. Наряду со фтором первичные геохимические ореолы привноса на месторождениях флюорита образуют многие элементы, зональное расположение которых описывается следующим рядом: ртуть — барий — мышьяк — сурьма — серебро — стронций — фосфор — свинец — литий — таллий — цезий — цинк — медь — галлий — висмут — бор — кобальт — рубидий — вольфрам — никель — бериллий — германий — лантан — иттрий — иттербий — олово — молибден — церий — ниобий. С положительными ореолами ассоциируются отрицательные, обусловленные выносом из околорудного пространства железа, титана, марганца, хрома, ванадия и некоторых других компонентов.

Во всех случаях пространственное распределение эпитермальной фторной минерализации носит поясово-групповой характер. В региональном плане оно подчиняется положению протяженных линеаментов и долгоживущих сквозьструктурных глубинных разломов, контролирующих и осложняющих сводовые поднятия, вулканические пояса, рифтовые системы, троги, авлакогены в областях растяжения и разуплотнения земной коры. В целом имеющиеся материалы свидетельствуют также о закономерной связи провинций, где обильно развито плавиковошпатовое оруденение (Забайкалье, Южный Казахстан, Средняя Азия, Монголия, Памир, Южная Якутия и др.), с неоднородностями верхней мантии. Последнее согласуется с минерагеническими концепциями, вытекающими из плитотектонической гипотезы, в соответствии с которой эпитермальное флюоритовое оруденение свойственно активным окраинам континентов и особенно «горячим точкам»— областям воздействия на литосферу поднимающихся мантийных струй, образующихся в результате термальных процессов в астеносфере [Митчелл, Гарсон, 1984; Thiessen et al., 1979]. В свете отмеченного становится понятным весьма характерное и достаточно частое совмещение флюоритоносных поясов и крупных зон с континентальными вулканическими (интрузивно-вулканическими) поясами. Те и другие пояса обычно находятся в сфере влияния тектонических ограничений корово-мантийных блоков внутри литосферных плит, хотя отдельные минерагенические зоны могут прослеживаться в пределах одного блока, подчиняясь глубинным разломам и грабен-рифтам, осложняющим его строение. Мощность коры в складчато-глыбовых флюоритоносных регионах, как правило, 40—45 км и более (до 60—70 км в горных областях альпийской складчатости), а толщина «условно-гранитного» слоя 12—16 км, иногда значительнее (Забайкалье, МНР, Средняя Азия и др.). Отношение мощностей земной коры и «условно-гранитного слоя» превышает 2,5, что близко тому же показателю для территорий с развитием свинцовой, свинцово-цинковой и иной сульфидной, в том числе ртутной, минерализации. Нередко флюоритовое оруденение накладывается на краевые части зон и районов распространения предшествовавших ему рудных комплексов, особенно полиметаллических, причем медно-свинцово-цинковые проявления располагаются по периферии площадей с флюоритовой эпитермальной минерализацией (Казахстан, Средняя Азия, Прибайкалье

и др.). Иногда, как, например, на Родопском срединном массиве, закономерная смена минерализации от Pb—Zn(Cu) к Pb—Zn и далее к флюоритовой происходит по мере возрастания мощности блоков земной коры [Стоянов, 1979].

В настоящее время, по-видимому, нет сомнений в существовании причинно-следственных связей между процессами магматизма и формированием эпитермальных месторождений флюорита, хотя последние иногда встречаются на территориях, где отсутствуют одновозрастные с оруденением интрузивные или эффузивные породы. Однако соотношения, формы связи и степень родства между проявлениями флюорита и магматитами трактуются исследователями по-разному. То же самое относится к составу формационной и фациальной принадлежности пород, для которых предполагается общность происхождения с эпитермальными рудами плавикового шпата. Анализ многочисленных литературных данных свидетельствует о наличии представлений как о генетической, так и о парагенетической связи месторождений с магматическими породами, интрузивными, экструзивными, дайковыми и эффузивными, от щелочных (нефелиновые сиениты) до основных (базальтоиды), причем во многих случаях в качестве родственных с оруденением рассматриваются гранитоиды. И почти всегда предполагается принадлежность месторождений к единому генетическому ряду с магматическими породами какого-то одного состава, комплекса, формации либо с группой близких по петрохимическим особенностям комагматичных формаций, если речь идет об экструзивно-эффузивных образованиях. Допускается также связь месторождений флюорита с подкоровыми магмами или возможность образования промышленной эпитермальной плавиковошпатовой минерализации за счет флюидных погонов, не связанных с магматическими очагами [Кормилицын, 1973; Щеглов, 1980]. Наконец, бытует мнение о регенерированном происхождении хотя бы части эпитермальных месторождений флюорита, обусловленном переотложением вадозными водами, активизированными за счет теплового фронта внедрившихся интрузий, компонентов, источником которых в рудных районах могли служить зоны развития более ранних проявлений фторной минерализации [Новосельцев, 1970]. Не менее противоречивые представления нередко высказываются и в отношении зависимостей между магматическими породами и месторождениями флюорита одной и той же провинции. Поскольку такие зависимости имеют принципиальное значение для разработки общей геолого-генетической модели эпитермального флюоритового оруденения, следует рассмотреть их в свете наиболее обоснованных данных в главнейших провинциях СССР.

Средняя Азия. Позднегерцинские кварц-флюоритовые и кварц-барит-сульфидно-флюоритовые месторождения Чаткало-Кураминского региона обнаруживают в его окраинной северо-западной части пространственную, временну́ю и геохимическую связь с эффузивно-экструзивными калиевыми щелочными ультрабазитами и базальтоидами ($P - T_1$), контролируемыми глубинными разломами Угамско-Кумбельской зоны на стыке областей каледонской и герцинской складчатости. Формацию слагают комагматичные породы — от меланократовых щелочных базальтоидов до щелочных и субщелочных лейцитсодержащих трахиандезитов. Они выполняют ряд вулканотектонических структур — Бадамскую, Уинскую и др., где нередко подстилаются толщами липаритовых и трахилипарит-дацитовых ($C_3 — P_1$) туфолав.

В палеовулканических областях внутренних частей того же региона небольшие, преимущественно кварц-флюоритовые, месторождения приурочены главным образом к отложениям андезит-базальтовой формации карбона. Гораздо обширнее ареалы развития трахилипарит-липаритовой формации P_1, с которыми совмещены наиболее крупные месторождения, в том числе сульфидно-(кварц, кальцит, барит)-флюоритовые. Однако эти породы отделены во времени от оруденения этапом внедрения расплавов, сформировавших диабаз-гранофировый гомовулканический комплекс

даек P_2— T_1 (базальт-липаритовая формация), завершивших позднегерцинский магматизм. Более ранние представители комплекса (сиенит-порфиры и др.) сменялись поздними диабазовыми порфиритами, диабазами, лампрофирами (T_1), с концом процесса становления которых частично сопряжено начало флюоритообразования. Доказательством тому служат многочисленные пересечения флюоритовыми жилами даек основного состава при единичных фактах присутствия обломков флюорита в тех же диабазах.

В Южно-Гиссарском районе самое продуктивное сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовое оруденение района, сформировавшееся на границе юры и мела, не сопровождалось магматизмом. Наиболее близок оруденению во времени дайковый комплекс щелочных лампрофиров и пикритовых порфиритов T — J. Неогеновые барит-(кварц, кальцит)-флюоритовые месторождения того же района, вероятно, связаны с базальтоидным магматизмом, проявления которого известны в Нарыме, Прииссыккулье и других местах (55—50 млн. лет).

На Памире позднеальпийская флюоритовая минерализация, скорее всего, родственна известным здесь высокофтористым (0,67% F) калиевым щелочным базальтоидам (14—25 млн. лет).

Казахстан. Оруденение альпийской эпохи достоверно зафиксировано лишь в хр. Бол. Каратау, где проявления магматизма, близкие по возрасту флюоритовой минерализации, не установлены. Однако в других районах Северного Тянь-Шаня, куда входит Большекаратауский антиклинорий, известны субвулканические штоки базальтоидной с уклоном в субщелочную ветвь формации, прорывающие юрские отложения. Не исключено, что в Большекаратауской зоне имело место внедрение расплавов того же состава, давших тела, еще не вскрытые эрозией, с которыми связано молодое плавиковошпатовое оруденение.

Месторождения флюорита позднегерцинской эпохи, играющие главную роль, по времени формирования наиболее близки субщелочным кислым фациям ушкызылского, кетменского, южно-джунгарского и чулакского габбро-сиенит-гранитных комплексов (P — T_1), имеющих значительное сходство. Они комагматичны с эффузивами и характеризуются близповерхностными условиями становления интрузий, нередко переходящих в субвулканические тела. Комплексы сформировались в несколько фаз из магм, кристаллизация которых шла в направлении от основных к субщелочным кислым при увеличении фтороносности поздних дифференциатов.

Забайкалье и Монголия. Рифтогенным процессам, в связи с которыми сформировались раннемеловые кварц-флюоритовые, карбонатно-(кварц)-флюоритовые, барит-(кварц, кальцит)-флюоритовые и пирит-марказит-флюоритовые месторождения Забайкальско-Монгольского пояса, в Восточном Забайкалье соответствовало широкое развитие пестрых по составу эффузивно-экструзивных фаций K_1 (от основных до кислых, включая щелочные разности), обычно относимых к группе базальт-андезит-липаритовых формаций. По А. А. Ивановой [1974], наиболее близки по возрасту и происхождению к эпитермальному оруденению самые поздние экструзии, субвулканические тела и дайки липаритов и липарит-дацитов абагайтуйского липарит-базальтового комплекса. Завершился вулканизм в конце раннего мела небольшими излияниями эффузивов субщелочной оливин-базальтовой формации. В Западном Забайкалье та же эпоха флюоритообразования полностью укладывается в рамки гораздо более длительного периода излияния трахибазальтовой магмы (трахибазальтовая формация), продолжавшегося с конца палеозоя до начала четвертичного времени.

Детальными работами в Восточной Монголии установлено, что эпитермальные месторождения плавикового шпата сопровождают позднеюрско-раннемеловые контрастные и дифференцированные вулканические серии преимущественно повышенной щелочности. Наибольшая концент-

рация оруденения связана с калиевой контрастной трахибазальт-трахилипаритовой формацией и меньшая — с дифференцированной базальт-трахилипаритовой формацией [Филиппова и др., 1984]. Ю. Я. Кошелев [1985] особо подчеркивает гомодромный тип развития магматизма, с которым ассоциирована эпитермальная флюоритовая минерализация.

Алтае-Саянская и другие складчатые области юга Сибири. Генезис флюоритовой минерализации Горного Алтая, Минусинской котловины и соседствующих с ними регионов изучен пока недостаточно. Однако в отношении получившего здесь основное развитие мезозойского плавиковошпатового оруденения более других подкреплено фактическим материалом мнение о его связи с дайковым комплексом щелочно-базальтоидной формации, причем последняя представляет собой продукт эволюции магматизма, характеризующегося антидромной направленностью, от толеитового к щелочному — основному, сменяющемуся иногда щелочно-ультраосновным [Оболенский, Оболенская, 1982; Оболенский и др., 1983]. Мезозойские гранитоиды при этом проявлены лишь спорадически. На Горном Алтае, например, месторождениям флюорита родственны дайки лампрофиров «чуйского» комплекса.

Новая Земля и Пай-Хой. Наиболее полно на территории провинции карбонатно-(кварц)-флюоритовое, кварц-флюоритовое и сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовое оруденение было проявлено в период P_2— T_3, которому отвечает формирование известково-щелочных сиенитов, кварцевых лейкодиоритов и керсантитов тарасовейского комплекса (P_2— T_1) на Пай-Хое, гранитов и граносиенитов сульменевского комплекса (P_2— T_1) на севере Новой Земли и сиенит-монцонитов петуховского комплекса (C_2) на юге того же района. Однако связывать с ними эпитермальные месторождения и рудопроявления плавикового шпата в провинции нет оснований [Юшкин и др., 1982].

Приморский край. Мезозойско-палеогеновая кварц-флюоритовая карбонатно-(кварц)-флюоритовая, сульфидно-(кварц, кальцит)-флюоритовая и сульфидно-барит-кварц-флюоритовая минерализация распространена преимущественно в Прибрежной металлогенической зоне, совпадающей с Восточно-Сихотэ-Алинским вулканическим поясом. Начавшийся здесь в сеноман-туроне магматизм сопровождался внедрением гранитов повышенной основности, а в некоторых случаях — и щелочности. Развитие эффузивов происходило от средних по составу пород к кислым, в целом же вулканиты относятся к липарит-базальтовой формации. Эпитермальное флюоритовое оруденение Приморья парагенетически пока связывается с кислым вулканоплутоническим комплексом K_1 [Рязанцева, 1982], но во времени оно ближе к проявлениям базальтоидного вулканизма, завершившего формирование магматического пояса.

Украинский щит и его обрамление. Район Волновахской металлогенической зоны с кальцит-(кварц)-флюоритовым оруденением отличается многоэтапным магматизмом, выразившимся в становлении средне-верхнедевонского щелочно-ультраосновного и щелочно-базальтоидного комплекса, позднегерцинских пород андезит-трахиандезитовой формации и киммерийской дайковой серии щелочных базальтоидов. Однако связь плавиковошпатовой минерализации с этими образованиями не устанавливается, хотя на площади Покрово-Киреевской структуры, где локализовано одноименное месторождение флюорита, широко развиты девонские щелочные породы, а само оруденение по возрасту, который не может быть древнее раннего карбона, ближе всего к киммерийскому дайковому комплексу.

Еще менее ясны взаимоотношения с магматизмом киммерийских кварц-флюоритовых рудопроявлений Бахтынского месторождения и рудопроявлений в Подольской металлогенической зоне, где рассматриваемая минерализация сосредоточена главным образом среди песчаников могилевской свиты PR_3, а магматические образования присутствуют лишь в архейско-нижнепротерозойском кристаллическом основании щита.

Алданский щит. Известные в его пределах рудопроявления и мелкие кварц-флюоритовые и кальцит-(кварц)-флюоритовые месторождения принадлежат к единому генетическому ряду с мезозойскими субвулканическими телами и малыми интрузиями пород лейцит-щелочно-сиенитовой формации.

Сами базальтоиды и близкие им породы флюоритоносных провинций, аналогичные по времени развития эпитермальному плавиковошпатовому оруденению, обогащены фтором (до 0,67 мас. %), щелочами, CO_2, H_2O, Cl, P, редкими литофильными и другими компонентами. В меланократовых разностях пород сумма $K_2O + Na_2O$ обычно составляет 4—6%, а в кислых достигает 9—10%. Отношение $K_2O : Na_2O$ варьирует от 0,7 до 2,7, но в пикритовых порфиритах оно возрастает до 11,5. По мере роста щелочности заметно увеличивается фтороносность базальтоидов и их комагматитов. Нередко отмечаются прямая корреляция между содержаниями F и K и та же зависимость между F и Na в менее четком виде.

Анализ приведенных данных позволяет считать, что источником фтороносных флюидов служили подкоровые бассейны с магмами, скорее всего, щелочного оливин-базальтового состава, а плавиковошпатовые руды парагенетичны со специализированными на фтор и калий дифференциатами этих расплавов. В зарождении очагов таких магм существенную роль играют потоки восходящих интрателлурических растворов, возникающих в корневых частях глубинных разломов в ходе активизации и дегазации мантии [Овчинников, 1973].

Наряду с наиболее частой связью эпитермальных месторождений флюорита с породами щелочно-базальтоидной серии плавиковошпатовое оруденение парагенетически ассоциируется также с контрастными и дифференцированными базальт-липаритовой, трахибазальт-трахилипаритовой, базальт-трахилипаритовой и близкими их формациями, с одной стороны, и щелочно-ультраосновной (щелочно-сиенитовой) — с другой, что свидетельствует как о гомодромной, так и об антидромной направленности эволюции одновозрастного с минерализацией магматизма. Проявление в рудных районах той или иной из этих формаций зависит от длительности и направленности дифференциации исходной расплавной системы и уровня зарождения ее очагов, глубина расположения которых в верхней мантии оценивается более чем в 100 км. Известно, что мантийный магматизм развивается при взаимодействии с флюидами подкорового происхождения, под влиянием которых существенно понижается температура кристаллизации расплавов. При этом в относительно низкотемпературных условиях процессы разделения магм на несмешивающиеся силикатные жидкости усиливаются [Григорьев, Искюль, 1937; Пунгин, Хитаров, 1978; Маракушев, 1980]. Дифференциация особо свойственна магматизму в жестких структурах земной коры, что относится как к глубинным, так и, в еще большей мере, к субвулканическим и эффузивным комплексам базальтоидов. Существенное влияние на состав пород, формирующихся из мантийных расплавов, оказывают соотношения CO_2 и H_2O во флюидах, регулируемые общим давлением в магме. Ю. П. Трошин [1984] убедительно показал, что такие расплавы содержат значительные количества летучих компонентов, в том числе воды, растворимость которой в силикатных расплавах достаточно велика [Кадик, Луканин, 1973]. В базальтоидных магмах вода присутствует как в виде молекул, так и в диссоциированном состоянии [Осборн, 1964; Hamilton et al., 1964; Allen et al., 1972; Mysen, Boettcher, 1973, 1975; и др.]. Растворимость других минерализаторов (CO_2, F, C, S и т. п.) уступает воде, но также повышается с ростом щелочности расплавов [Когарко, 1977]. Увеличению щелочности базальтоидных магм, в частности, способствует смещение равновесия между водой и углекислотой в пользу преобладания последней, $P_{H_2O} < P_{CO_2}$ [Волохов, 1979], а различия в соотношениях флюидов, сосуществующих с расплавом, могут привести к генерации магм разных состава и металлоносности. Экспериментальные данные показывают, что из ультрамафических пород

при явном преобладании CO_2 во флюиде получаются оливиновые, щелочно-оливиновые и пикритовые расплавы, а при ведущем значении водяного пара — андезит-дацитовые; некоторое снижение мольной доли H_2O приводит к образованию толеитовых расплавов [Mysen, Boettcher, 1976; Mysen et al., 1976]. При взаимодействии расплавов основного состава с флюидами H—O—C(Cl, F) происходит жидкое расслоение двух типов — постепенное изменение по высоте образца и эмульсионно-капельное; ликвационное базит-гипербазитовое разделение пикритовых расплавов имеет место и при добавлении во флюидную фазу С-содержащих газов и кислот HF и HCl [Безмен, 1984]. При давлениях 18—20 тыс. атм, соответствующих глубинам свыше 50—60 км, из базальтовой магмы может генерироваться кислая [Пунгин, Хитаров, 1978]. Все это подтверждает возможность парагенетической связи эпитермального флюоритового оруденения с различными по составу и формационной принадлежности, преимущественно вулканогенными и дайковыми, производными подкоровых магм, причем иногда не исключена двойная связь с синхронными и имеющими единство происхождения, но разными породами. Такая ситуация существует, вероятно, в Восточном Забайкалье и Восточной Монголии, где месторождения плавикового шпата, формировавшиеся с конца поздней юры до отложения средних свит нижнего мела, скорее всего, характеризуются более тесной связью с одновозрастными вулканогенными формациями и отдаленной — с щелочными гранитами J_3— K_1, образовавшимися из обогащенных F, Cl, C, P и H_2O магм повышенной щелочности в условиях раскола плиты и начала рифтогенеза. И все же практически постоянно наблюдаемое широкое развитие даек пестрого состава (кислых, щелочных и др.) при значительной, а часто исключительной, роли базальтоидных на флюоритоносных площадях и почти повсеместная тесная пространственная ассоциированность с ними месторождений и рудопроявлений — типичнейшая черта эпитермального флюоритового оруденения. Его можно отнести к группе «дайкового»— по аналогии с оруденением плутоногенной, вулканогенно-осадочной и подобных групп.

В общем масштабы развития эпитермальной флюоритовой минерализации и родственных им магматических формаций прямо зависят от интенсивности активизации глубинных разломов, достигающих рудогенерирующих очагов. Однако в некоторых районах подъем расплавов носил ослабленный характер, в других движение фтороносных флюидов опережало внедрение значительных магматических масс, кристаллизовавшихся на глубине, чем в обоих случаях объясняется отсутствие одновозрастных с оруденением магматитов на современном эрозионном срезе площадей. Но и в таких районах формировались поля с полихронным крупномасштабным оруденением, что указывает на пространственное совмещение последовательно отлагавшихся в благоприятных литолого-структурных условиях минеральных комплексов, обязанных своим возникновением периодическому функционированию глубинных генерирующих очагов при активизации зон разломов. Так, например, происходило в период C_1— P на Таскайнарском флюоритоносном узле в Южном Казахстане [Смоленский, Ефимов, 1977].

Судя по общим оценкам запасов фтора в верхней мантии [Smith et al., 1981], можно предполагать, что в ее расплавных очагах количество этого элемента весьма существенно, что служит важной предпосылкой эпитермального флюоритового рудообразования. Основной механизм реализации этого процесса — дегазация базальтоидных магм. Она начинается задолго до кристаллизации расплавов, примерно при 10 кбар, что соответствует давлению нагрузки на глубине свыше 40 км [Оболенский и др., 1983]. А. В. Пизнюр [1983] оценивает температуру и давление накапливающегося в верхних частях магматических камер многокомпонентного флюида в 1400—1200°С и 5—6 кбар. Как известно [Shilling et al., 1980], при дегазации мантии в общем выносятся в первую очередь ионы с большими радиусами, отсюда их ряд в направлении убывающей

подвижности слева направо: $Cl^- — F^-$, $OH^- — P^{6+} — S^{6+} — C^{4+}$. Фтор, следовательно, является весьма активным мигрантом, что определяет возможность выноса из подкоровых глубин значительных его масс. Вместе с тем экспериментальные данные свидетельствуют о том, что отделяющиеся при высоких давлениях ювенильные флюиды в большей мере насыщены углекислотой и хлоридами. Но при $P < 6—5$ кбар начинается резкое обогащение летучих фаз водяным паром, фторидами и соединениями серы при уменьшении роли CO_2 [Кадик, Луканин, 1973; Бердников, Приходько, 1981]. Отделению флюидной фазы способствуют ретроградные вскипания магмы, а также ее дальнейшее преобразование на регрессивном этапе.

Характер эволюции магмо-флюидной системы и длина пути рудоконцентрирующей фазы в матрице, зависимая от глубины расположения очага расплавов, служат главными условиями накопления фтора и рудных элементов с последующей их экстракцией газово-жидкими растворами. При этом термобарогеохимические пределы разделения магматического, флюидного, газового и жидкого агрегатных состояний непостоянны и зависят от плотности, концентрации и состава флюида [Пизнюр, 1983].

В высокотемпературных условиях почти весь фтор находится в связанном состоянии и удерживается во флюидах. По мере их охлаждения, увеличения жидкой фазы и ее кислотно-щелочной эволюции находящиеся в минералообразующей системе комплексные соединения разрушаются, а высвобождающийся фтор отлагается преимущественно в виде CaF_2. В соответствии с термобарогеохимическими условиями распада комплексов поочередно осуществляется кристаллизация и других парагенных с флюоритом минералов рудного комплекса. Согласно экспериментам [Малинин, 1979], флюиды переходят в водно-солевые гидротермы при 600—350°С. Однако первые выделения флюорита, дающего акцессорную вкрапленность в магматических породах, происходят при более высоких температурах (800—700°С). В составе рудных формаций флюорит кристаллизуется в широком диапазоне температур (от 700—600°С и более до 70—50°С) и давлений (от 4000—3000 до 40—10 атм) из растворов различного агрегатного состояния (от существенно газовых до существенно жидких) и концентрации (5—75 мас. % и более). При повышенных термодинамических параметрах выделяется незначительное количество флюорита. Его основная масса кристаллизуется в обстановке, типичной для формирования эпитермального оруденения, при температурах в основном 330—60°С с образованием промышленных скоплений минерала главным образом в интервале 240—120°С из водно-солевых гидротерм обычно малой плотности. В них фтор переносится в соединениях с водородом, кремнеземом, щелочными, щелочно-земельными и другими элементами, а также в виде плавиковой кислоты, в ионной и иной формах. По Й. Чадеку и др. [Čadek et al., 1982], в рассолах, генерировавших флюорит, фтор мигрирует в составе комплексов NaF, MgF^+, CaF^+, а осаждается при уменьшении устойчивости этих соединений. В разбавленных щелочных натрово-бикарбонатных гидротермах преобладает ионная форма транспортировки фтора и главными причинами осаждения служат падение температуры и изменение парциального давления CO_2; кислые низкотемпературные гидротермы способны переносить значительные объемы фтора в виде HF и комплексов типа Al — F, Fe — F. В гидротермах с малой кислотностью миграция фтора более ограниченна. В нейтральных и щелочных растворах (pH=7—9) транспортировка фтора также возможна, но здесь она лимитируется активностью ионов кальция. Однако при наличии алюминия фтор сохраняет способность удерживаться в растворах даже в том случае, если кальций присутствует в количестве, превышающем растворимость его продуктов. Магний также повышает растворимость фтористых соединений. Флюорит выделяется при понижении pH щелочных и возрастании pH кислых растворов, главным образом в диапазоне от 8,2 до 5,5.

Попадая в участки повышенной трещиноватости, оживляемые подвижками, флюоритоносные растворы становятся резко неравновесными с породами. Флюорит выделяется в результате возможной реализации следующих реакций [Коплус, Пузанов, 1972; Кунц, 1978], масштабы проявления которых в природе зависят от литологии среды рудообразования и других конкретных условий:

1. $2HF + CaCO_3 \rightarrow CaF_2 + H_2O + CO_2$;
2. $SiF_4 + 2CaCO_3 \rightarrow 2CaF_2 + SiO_2 + 2CO_3$;
3. $3SiF_4 + 3H_2O \rightarrow 2H_2SiF_6 + SiO_2 + H_2O$, а затем $H_2SiF_6 + 3CaCO_3 \rightarrow$ $\rightarrow 3CaF_2 + SiO_2 + H_2O + 3CO_2$;
4. $CaCO_3 + 2NaF + 2HCl + nH_2O \rightarrow CaF_2 + 2NaCl + nH_2O + CO_2$;
5. $3CaCO_3 + Na_2SiF_6 + 2HCl + nH_2O \rightarrow 2CaF_2 + SiO_2 + NaCl +$ $+ nH_2O + CO_2$;
6. $SiF_4 + H_2O \rightarrow SiO_2 + 4HF$, а затем $2CaAl_2Si_2O_2 + 2HF + nH_2O \rightarrow$ $\rightarrow 2CaF_2 + Al_4(OH)_7Si_4O_{10} + nH_2O$.

Отложение сульфидов в той или иной мере сопровождает кристаллизацию флюорита, но выделение основной массы галенита, сфалерита, халькопирита и других рудных минералов обычно предшествует основному флюоритообразованию; барит относится обычно к числу поздних минералов, хотя в более редких случаях встречаются его относительно высокотемпературные разности. Полученные нами данные по изотопному составу этих минералов из эпитермальных месторождений плавикового шпата Забайкалья (исследования выполнены Л. П. Носиком в ИГЕМ АН СССР), дополненные данными по аналогичным рудным объектам Приазовья, ГДР, стран Центральной Европы и Мексики [Рипп и др., 1978; Панов, Леедер, 1978; Ruiz et al., 1980; Hofmann, 1980; Masi, O'Neil, 1980; Kesler et al., 1983; Strauch et al., 1984; и др.], свидетельствуют о широких вариациях изотопного состава элементов минералов, слагающих эпитермальные месторождения плавикового шпата: $^{87}Sr/^{86}Sr$ от 0,70756 до 0,71620‰ во флюорите; $\delta^{18}O$ —14,15 до +24,4‰ в кальците, —17,56‰ в сидерите, от —0,19 до +28‰ в кварце, от —6,71 до +20‰ в барите; $\delta^{13}C$ от —12 до +8,4‰ в кальците, —13,84‰ в сидерите; $\delta^{34}S$ от +11,0 до +19,0‰ в барите, от —3 до 213‰ в галените, от +12,2 до —12,9‰ в сфалерите, от +10,9 до —9,0‰ в пирите и марказите, от +15,0 до —30,0‰ в сульфидах. В жидких включениях жильных минералов отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ колеблется от 0,7059 до 0,7239‰; в жидких включениях во флюорите и кальците значения δD от +1,0 до —123,0‰ и от —39,0 до —49,0‰. Не вдаваясь в детальные обсуждения этих данных, отметим, что они свидетельствуют о полигенности минералообразующих растворов, обусловленной примешиванием к ювенильным фтороносным флюидам вадозных вод и участием привносимых ими химических компонентов в сложении руд плавикового шпата при доминирующей здесь роли эндогенного вещества.

ЛИТЕРАТУРА

Безмен Н. И. Экспериментальное изучение жидкостной дифференциации базит-гипербазитовых расплавов // 27-й Международный геологический конгресс: Тез. докл.— М.: Наука, 1984.— Т. 4.— С. 264—265.

Бердников Н. В., Приходько В. С. Углекислотная дегазация щелочно-базальтоидных магм // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 3.— С. 708—710.

Волохов И. М. Магмы, интателлурические растворы и магматические формации.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 166 с.

Григорьев Д. П., Исколь Е. В. Дифференциация некоторых силикатных расплавов как результат образования двух несмешивающихся жидкостей // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1937.— № 1.

Иванова А. А. Флюоритовые месторождения Восточного Забайкалья.— М.: Недра, 1974.— 208 с.

Кадик А. А., Луканин О. А. Поведение воды и углекислоты в магматических расплавах, определяемое их растворимостью // Геохимия.— 1973.— № 3.— С. 17—35.

Когарко Л. И. Проблемы генезиса агпаитовых магм.— М.: Наука, 1977.— 294 с.

Коплус А. В., Астрахан Е. Д. О длительности рудоотложения на эпитермальных месторождениях флюорита // Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов.— М.: ВИМС, 1978.— С. 107—121.

Коплус А. В., Пузанов Л. С. Поведение фтора в природных процессах // Оценка месторождений при поисках и разведках (плавиковый шпат).— М.: Недра, 1972.— С. 14—35.

Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья).— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1973.— 328 с.

Корытов Ф. Я. О мезозойско-кайнозойской планетарной тектонической активизации и дегазации мантии Земли // Природные газы Земли и их роль в формировании земной коры и месторождений полезных ископаемых.— М.: Наука, 1981.— Вып. 1.— С. 68—74.

Кошелев Ю. Я. Эпитермальные флюоритовые месторождения Восточно-Монгольского вулканического пояса.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985.— 136 с.

Кунц А. Ф. Условия образования флюорита по геологическим и экспериментальным данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., 1978.— 28 с.

Малинин С. Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой.— М.: Наука, 1979.— 112 с.

Маракушев А. А. Метаморфические фациальные серии и геохимический режим метаморфизма // Петрология.— М., 1980.— С. 51—58.

Митчелл А., Гарсон М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений.— М.: Мир, 1984.— 496 с.

Новосельцев Ю. А. Геологические особенности и условия формирования позднеальпийских флюоритовых месторождений центральной части Южного Гиссара: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— Душанбе, 1970.— 26 с.

Оболенский А. А., Оболенская Р. В. Критерии связи эпитермального оруденения с магматизмом // Критерии прогнозной оценки эндогенного оруденения в Алтае-Саянской области.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982.— С. 96—107.

Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Борисенко А. С. Актуальные аспекты генетических моделей рудообразования эпитермальных месторождений // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 154—160.

Овчинников Л. Н. Интраталлурические растворы, магмы и рудообразование // Проблемы магматической геологии.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.— С. 318—329.

Осборн Е. Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры.— М.: Наука, 1964.— Т. 27.— С. 75—87.

Панов Б. С., Леедер О. Флюоритовая минерализация Донецкого бассейна и южной части ГДР // Региональная и генетическая минералогия.— Киев: Наук. думка, 1978.— С. 26—37.

Пизнюр А. В. Модель эволюции рудоносных флюидов — основа локальной оценки и прогноза оруденения // Генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— Т. 1.— С. 148—153.

Пунгин В. А., Хитаров В. И. Экспериментальная петрология глубинного магматизма.— М.: Наука, 1978.— 173 с.

Рипп Г. С., Архипчук Р. З., Кавиладзе М. Ш. Изотопный состав серы минералообразующих гидротерм флюоритовых месторождений Забайкалья // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 239, № 1.— С. 207—210.

Рязанцева М. Д. Закономерности размещения флюоритовых месторождений в Приморье // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1982.— № 10.— С. 87—97.

Смоленский Л. П., Ефимов И. А. О глубинном источнике фтора в формировании плавиковошпатовых месторождений Таскайнарского рудного узла (Южный Казахстан) // Геология, минералогия и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых.— Алма-Ата: КазИМС, 1977.— С. 49—56.

Стоянов Р. Д. Металлогения Родопского срединного массива.— М.: Недра, 1979.— 180 с.

Трошин Ю. П. Геохимия летучих компонентов в магматических породах и магмах различных геодинамических обстановок фанерозойских подвижных поясов Земли // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— С. 34—41.

Филиппова И. Б., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. Мезозойские палеогеодинамические обстановки и некоторые особенности металлогении Восточной Монголии // Геология и полезные ископаемые Монгольской Народной Республики.— М.: Недра, 1984.— С. 27—46.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.— 432 с.

Юшкин Н. П., Ромашкин Ю. Н., Маркова Г. А. Урало-Новоземельская флюоритоносная провинция.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1982.— 220 с.

Allen J. C., Modreski P. J., Haygood C., Boettcher A. L. The role of water in the mantle of the earth: The stability of amphiboles and micas // 24 th Int. Geol. Congr.— 1972.— Vol. 2.— P. 231—240.

Čadek J., Majer V., Malkovsky M. Transport of fluorine in low temperature hydrotermal brines // Bull. Bur. techn. géol. et minières.— 1982.— Sec. 2, N 4.— P. 379—382.

Hamilton D. L., Burnhem C. W., Osborn E. F. The solubility of water and effects of oxigen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas // J. Petrol.— 1964.— Vol. 5, N 1.— P. 21—39.

Hofmann R. Die Schwefelisotopenverteilung in den hydrothermalen gängen Mitteleuropas // Chem. Erde.— 1980.— Bd 39, N 3.— S. 233—238.

Kesler St. E., Ruiz J., Jones L. M. Strontium — isotopic geochemistry of fluorite mineralization (Coahuila, Mexico) // Isot. Geosci.— 1983.— Vol. 1, N 1.— P. 65—75.

Masi U., O'Neil J. R. Stable isotope variations in the quaternary epithermal calcite-fluorite deposit at Monte delle Fate near Cerveteri (Latium, Central Italy) // Miner. deposita.— 1980.— Vol. 15, N 1.— P. 41—45.

Moulson A. E. J., Roberts J. P. Entry of water into silica glass // Nature.— 1958.— V. 182, N 4629.

Mysen B. O., Boettcher A. L. Plase relations in peridotite — H_2O—CO_2 systems with controlled f_{H_2O} and f_{O_2}// EOS.— 1973.— Vol. 54.— P. 480.

Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting of a hudronus mantle: 1. Plase relations of natural peridotite at high pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon dioxide and hydrogen // J. Petrol.— 1975.— Vol. 16, N 3.— P. 520—548.

Mysen B. O., Boettcher A. L. Melting in hudronus mantle. Pt 1 // J. Petrol.— 1976.— Vol. 16, N 3.— P. 520—548.

Mysen B. O., Eggler D. H., Seitz M. G., Holloway J. R. Carbon dioxide in silicate melts and cristalls. Pt. 1 // Amer. J. Sci.— 1976.— Vol. 276, N 4.— P. 1575—1596.

Ruiz J., Kosler S. E., Jones L. M., Sutter J. F. Geology and geochemistry of the Las Cuevas fluorite deposit, San Luis Potosi, Mexico // Econ. Geol.— 1980.— Vol. 75, N 8.— P. 1200—1209.

Shilling J. G., Barceron M. B., Evans R. Halogens in the mantle beneath the North Atlantic // Phil. Trans. Roy. Soc. London.— 1980.— Vol. A297, N 1430.— P. 147—176.

Smith J. V., Delaney J. S., Hervig R. L., Dawson J. B. Storage of F and Cl in the upper mantle: geochemical implications // Lithos.— 1981.— Vol. 14, N 2.— P. 132—147.

Strauch G., Känepf H., Stiehl G. et al. Isotopengeochemische, thermobarogeochemische und element-geochemische Untersuchungen an einer hydrothermalen Fluoritmineralisation im Südteil der DDR // ZFL — Mitt.— 1984.— N 85.— S. 407—425.

Thiessen R., Burke K., Kidd W. S. F. African hotspots and their realation to the underlying mantle // Geology.— 1979.— N 7.— P. 263—269.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

РУДООБРАЗОВАНИЕ И ПОСТРОЕНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

В. А. Кузнецов, Э. Г. Дистанов, А. А. Оболенский, В. И. Сотников, В. Н. Шарапов. Проблемы создания геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций 5

В. И. Казанский. Эндогенные рудообразующие системы и генетические модели рудных формаций 10

ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

М. П. Мазуров. Проблемы создания генетических моделей скарновых железорудных формаций 18

А. М. Дымкин, Ю. А. Полтавец. Геолого-генетическая модель полигенного железооруденения, связанного с вулканоплутоническим магматизмом 23

М. М. Пухнаревич, В. Б. Наумов, Л. А. Банникова. Условия и особенности формирования Коршуновского железорудного месторождения (юг Сибирской платформы) 32

С. С. Долгушин, А. Л. Павлов. Интрузивно-метасоматическая модель образования магнетитовых месторождений 41

Г. С. Фон-дер-Флаасс, В. И. Никулин. Геолого-генетическая модель магномагнетитовой формации (Ангарская провинция) 48

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. Г. Злотник-Хоткевич. Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлениями субмаринного вулканизма 57

Г. В. Ручкин. Модельные обстановки нахождения трансформированных стратиформных месторождений цветных металлов 64

К. Р. Ковалев, А. И. Бусленко. Сингенетично-регенерационная модель образования полигенных сульфидных полиметаллических и железорудных месторождений Западного Забайкалья 70

А. С. Лапухов, Б. М. Чиков, Б. Н. Лапин, Н. Б. Иванов, А. М. Кудряшов, А. И. Прокопенко, Л. М. Трубников. Типы рудообразующих систем Рудного Алтая 84

В. М. Чекалин, Г. Г. Королев. Геолого-генетическая модель Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических и барит-полиметаллических руд на Рудном Алтае 89

И. В. Гаськов, Н. Ю. Миронова. Генетическая модель верхнедевонских колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая 98

В. В. Зайков, В. В. Масленников, Е. В. Зайкова. Придонные сульфидные постройки и железистые осадки как элементы модели колчеданных месторождений уральского типа 107

С. Г. Краснов, В. Е. Попов, Г. А. Черкашев. Результаты изучения современного океанского сульфидного рудообразования в связи с разработкой генетических моделей колчеданных месторождений 118

ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ю. Г. Сафонов, А. Д. Генкин, В. Б. Наумов, И. В. Чернышев. Генетическая модель жильных кварц-золоторудных месторождений в докембрийских зеленокаменных трогах 126

Б. А. Блюман. Золоторудная «черносланцевая» формация: модель взаимоотношений регионального метаморфизма, гранито- и рудообразования . . 135

Л. В. Алабин. Эволюция золоторудных формаций в истории становления земной коры Алтае-Саянской складчатой области 141

А. Ф. Коробейников, Л. Я. Ерофеев, Г. Г. Номоконова. Геолого-геофизическая модель формирования золоторудных месторождений орогенных структур 148

МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А. П. Лихачев. Генетические модели сульфидно-никеленосных формаций в связи с другими эндогенными формациями 158

В. В. Дистлер, О. А. Дюжиков. Формации сульфидных медно-никелевых месторождений 166

В. В. Золотухин. Обобщенная модель сульфидного медно-никелевого рудообразования как процесса сульфуризации 172

Н. М. Чернышов. Генетические типы месторождений медно-никелевой формации Воронежского кристаллического массива (ВКМ) 182

А. Д. Генкин, Т. Л. Евстигнеева, И. Я. Некрасов. Генетическая модель платиновой минерализации сульфидных медно-никелевых руд 190

Е. В. Туганова. Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа 197

Т. С. Додина, Д. А. Додин, Т. К. Иванова, М. А. Садиков. Анализ моделей эндогенных геохимических полей сульфидной медно-никелевой формации — основа прогноза новых месторождений 205

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. Т. Покалов. Модель плутоногенных молибденовых месторождений 217

И. Г. Павлова, М. Л. Сахновский. Модели рудно-магматических систем молибденово-медных порфировых месторождений как основа их поисков и прогнозирования 225

В. И. Сотников, А. П. Берзина, А. С. Калинин. Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов 232

П. В. Коваль, С. Арпунбилэг, А. Готовсурен, О. Гэрэл, Ю. И. Либаторов. К модели рудно-магматической системы молибден-медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны 240

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов, Ф. Г. Губайдулин, В. А. Кормушин. Модели типовых редкометалльных месторождений Казахстана 248

И. Н. Томсон, О. П. Полякова, В. П. Полохов. О двух глубинных моделях строения полихронных оловорудных узлов Приморья 257

Б. Л. Флёров, В. А. Трунилина, А. И. Холмогоров, Я. В. Яковлев. Геолого-генетическая модель формирования оловорудных месторождений Якутии 262

Г. Б. Левашев, В. Л. Барсуков, А. Г. Волосов. Модели оловопродуктивных тектономагматических систем Сихотэ-Алиня 271

СУРЬМЯНЫЕ, РТУТНЫЕ И ФЛЮОРИТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Э. Я. Прушинская, Б. О. Манучарянц, В. Г. Владимиров. Основы геолого-генетической модели золото-сурьмяных месторождений Востока СССР 279

В. И. Бергер, С. В. Мамонов. Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золото-антимонитовой березитовой формации 285

А. А. Оболенский, Р. В. Оболенская, А. С. Борисенко, М. Б. Войцеховская, Л. В. Гущина. Некоторые общие вопросы создания интегральных генетических моделей рудных формаций ртутных месторождений . . 295

Н. А. Никифоров, Б. А. Исаходжаев, В. Г. Воронов, В. Н. Шаповалов. Модель рудообразования Хайдарканского ртутно-сурьмяного рудного поля 302

А. А. Иванова, Ю. И. Михайлова, В. В. Терновой. Геолого-генетические модели фтороносных магматических и фторсодержащих рудных формаций 315

А. В. Коплус. Модель формирования оруденения эпитермального флюоритового формационно-генетического типа 323

УДК 553.2 + 550.89

Проблемы создания геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А., Сотников В. И., Шарапов В. Н. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассмотрены принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций, их значение в изучении и прогнозировании рудных месторождений. Рудная формация принята как основной объект моделирования, ее геолого-генетическая модель может быть полно раскрыта в объеме конкретной динамической рудообразующей системы. Предложена классификация природных эндогенных рудообразующих систем, введено понятие об эндогенной рудообразующей мегасистеме как совокупности динамических рудообразующих систем.

Схема 1, библиогр. 13.

УДК 553.2

Эндогенные рудообразующие системы и генетические модели рудных формаций. Казанский В. И. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассмотрены соотношения между рудными формациями и эндогенными рудообразующими системами. Приведена генетическая группировка эндогенных рудообразующих систем. Подчеркнуты изменения физического состояния и термодинамических параметров геологической среды в процессе развития таких систем. В качестве прямых доказательств приведены данные о распределении температур и вертикальных напряжений в разрезе Кольской сверхглубокой скважины. Высказано предположение о существовании в земной коре аномальных зон разгрузки литостатического давления, благоприятных для гидротермального рудоотложения.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 18.

УДК 553.311

Проблемы создания генетических моделей скарновых железорудных формаций. Мазуров М. П. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Показано, что скарново-магнетитовые месторождения разных формационных и минеральных типов обладают своими характерными наборами связей геологических тел и структурных условий локализации; наряду с новообразованными существуют регенерированные и трансформированные руды; распространенность и состав околорудных метасоматитов и руд зависят не только от валового состава и термодинамических параметров флюидов и замещаемой среды, но и от геоструктурных условий, влияющих на кинетику и динамику метасоматоза. Это обусловливает необходимость дифференцированного подхода при создании генетических моделей и выборе критерия локального прогноза скрытого оруденения.

Библиогр. 10.

УДК 55 + 553.31 + 551.263.037

Геолого-генетическая модель полигенного железооруденения, связанного с вулканоплутоническим магматизмом. Дымкин А. М., Полтавец Ю. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Построение адекватных геолого-генетических моделей невозможно без детального знания особенностей химизма комагматичных пород вулканической и интрузивной серий, объемной структуры рудно-магматической системы в целом и глубины зарождения флюидно-магматического очага. Предложена геолого-генетическая модель, основанная на закономерной сопряженности петрохимических особенностей вулканоплутонических ассоциаций и эндогенного оруденения в зависимости от глубинности флюидно-магматического взаимодействия и степени докристаллизационной дифференциации. Модель послужила теоретической основой для разработки качественно новых критериев оценки потенциальной рудоносности отдельных вулканоплутонических ареалов с элементами количественного прогнозирования.

Ил. 9, библиогр. 20.

УДК 553.31

Условия и особенности формирования Коршуновского железорудного месторождения (юг Сибирской платформы). Пухнаревич М. М., Наумов В. Б., Банникова Л. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На основании обширных геолого-геофизических данных, детальных исследований структуры и вещественного состава месторождений юга Сибирской платформы, в частности Коршуновского, предложена модель формирования месторождений подобного типа. Изучение флюидных включений и анализ минеральных фаз и изотопного состава воды включений позволили установить генезис минералообразующих флюидов Коршуновского железорудного месторождения. Установлено, что перенос и отложение железа осуществлялись высокотемпературными хлоридными рассолами Ангаро-Ленского артезианского бассейна, которые были мобилизованы тепловой энергией долеритовых силлов. Отмечена большая роль газов (углекислоты, метана, сероводорода), насыщающих рассолы, в экстракции железа, его переносе и отложении. Сделан расчет объема рассольных вод и долеритов, участвовавших в образовании месторождения. Тепло- и массоперенос при образовании Коршуновского месторождения и его аналогов осуществлялись от уровня силла до дневной поверхности по принципу действия гидротермальной системы конвективной циркуляции без участия подкоровых, мантийных источников.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 22.

УДК 553.21 + 553.31

Интрузивно-метасоматическая модель образования магнетитовых месторождений. Долгушин С. С., Павлов А. Л. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Предлагаемая модель основывается на представлениях об образовании из силикатной магмы рудоносного комплекса в результате процессов ферритизации рудной флюидной магмы, ее обособления и интрузивного пути становления. Метасоматические же процессы, как составные части магматического, сопровождают интрузию рудной магмы, значительно осложняя весь процесс рудообразования, который в общем случае может быть определен как интрузивно-метасоматический.

Библиогр. 24.

УДК 553.311

Геолого-генетическая модель магномагнетитовой формации (Ангарская провинция). Фон-дер-Флаасс Г. С., Никулин В. И. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На основании структурно-вещественного анализа месторождений Ангарской провинции и новых данных по глубинному строению восстанавливается геодинамическая обстановка на период формирования железоносных рудно-магматических систем. Устанавливается связь структур рудолокализации и руд с эруптивными и гидротермально-метасоматическими процессами, обусловленными развитием промежуточных очагов субщелочной базальтовой магмы.

Ил. 5, библиогр. 11.

УДК (553.435 : 551.212)001.57(4/9)

Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлениями субмаринного вулканизма. Злотник-Хоткевич А. Г. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Анализируются условия накопления и источники рудного вещества месторождений колчеданных руд в областях субмаринного вулканизма. Показано, что руды, обладающие признаками длительного и прерывистого формирования, накапливаются полностью в субмаринных условиях. Последовательность отложения минеральных парагенезисов и степень контрастности минеральной зональности определяются начальными температурами рудоотложения. Источником цветных металлов и части железа является совокупность подстилающих пород, экстракция металлов осуществляется в процессе циркуляции разогретых морских вод.

Библиогр. 17.

УДК 553.4 + 552.16

Модельные обстановки нахождения трансформированных стратиформных месторождений цветных металлов.— Ручкин Г. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассмотрены преобразования стратиформных месторождений цветных металлов, происходящие под влиянием регионального, контактового и гидротермального метаморфизма. Они выражаются в трансформации структур месторождений и формы рудных тел, изменении текстур и структур руд, преобразовании минерального состава руд, перегруппировке и переотложении рудного вещества, а в благоприятных условиях — в скарнировании рудного вещества.

Показано, что сочетание рудотрансформирующих и рудоформирующих процессов при метаморфизме создает новые обстановки нахождения месторождений. Выделено семь типовых обстановок, представляющих интерес при прогнозно-поисковых работах.

Ил. 1, библиогр. 10.

УДК 553.277 : 44

Сингенетично-регенерационная модель образования полигенных сульфидных полиметаллических и железорудных месторождений Западного Забайкалья. Ковалев К. Р., Бусленко А. И. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

В Озернинском останце нижнекембрийских вулканогенно-осадочных пород в полях гранитоидов широко проявлено полигенное оруденение — гидротермально-осадочные, скарновые и гидротермально-метасоматические сульфидные полиметаллические и железоокисные руды. Предлагается сингенетично-регенерационная модель их образования, которая предполагает формирование гидротермально-осадочным путем скоплений рудного вещества на раннегеосинклинальном этапе и последующее частичное преобразование его в результате более поздних контактово-метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов. Сингенетичная часть модели отражает элементы палеогеографии, палеотектоники, фациального анализа и физико-химических условий рудоотложения в данном регионе. В метаморфогенной части модели, отражающей главные элементы современного геологического строения останца, рассматриваются регенерация, сегрегация, масштабы минеральных новообразований, связанные с процессами динамотермального, контактового и гидротермального метаморфизма, а также источник вещества для полигенного оруденения.

Ил. 4, библиогр. 47.

УДК 553.061 : 553.435 + 553.442(574.42)

Типы рудообразующих систем Рудного Алтая. Лапухов А. С., Чиков Б. М., Лапин Б. Н., Иванов Н. Б., Кудряшов А. М., Проко-пенко А. И., Трубников Л. М. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На примерах колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая, контролируемых структурами Иртышской и Бухтарминской (Северо-Восточной) зон смятия, выделены главные типы рудообразующих систем (РОС). Показано, что в чистом виде РОС встречаются исключительно редко, обычным является их сложное сочетание, свидетельствующее о полигенности и полихронности оруденения. Анализ вещественных реликтов РОС, следы которых проявляются в виде пространственно изменчивых рудных и околорудных минеральных парагенезисов, позволяет реконструировать систему синрудных рудоподводящих, рудораспределяющих и рудолокализующих структурных элементов и пути движения в них рудоносных флюидов. Предложенная типизация РОС позволяет по-новому подойти к решению генетических вопросов и повысить точность локального прогнозирования скрытого оруденения.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 9,

УДК 553.44 + 550.42

Геолого-генетическая модель Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических и барит-полиметаллических руд на Рудном Алтае. Чекалин В. М., Королев Г. Г. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассматриваемые месторождения прожилково-жильных несогласных полиметаллических (Среднее) и сплошных, вкрапленных частично прожилковых согласных с вмещающими породами барит-полиметаллических (Зареченское) руд являются доскладчатыми сингенетичными среднедевонскому вулканизму и тяготеют к одному вулканическому центру (вулканической постройке). Они образовались в один этап гидротермально-метасоматическим способом в единой наклонной колонне потока гидротермальных растворов из одного рудогенерирующего источника.

Картируемые в настоящее время структуры месторождений являются пострудными, сформировавшимися при складкообразовательных процессах герцинского цикла тектогенеза в позднепалеозойское (послесреднедевонское!) время. Предполагается, что первоначальное количество оруденения могло быть значительно бблышим, чем известно сейчас.

Ил. 4, табл. 2, библиогр. 14.

УДК 553.44 + 550.42

Генетическая модель верхнедевонских колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая. Гаськов И. В., Миронова Н. Ю. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

К колчеданно-полиметаллическим месторождениям, локализующимся среди верхнедевонских вулканогенно-осадочных отложений северо-западной части Рудного Алтая, относятся Корбалихинское, Юбилейное и Захаровское. Они характеризуются стратифицированными рудными залежами, приуроченными к алеврит-песчанистым и брекчиевым горизонтам. Руды имеют явно наложенный гидротермально-метасоматический облик с проявлением преимущественно гнездово-прожилково-вкрапленных, массивных и брекчиевидных текстур и характеризуются близким минеральным составом и содержаниями элементов-примесей.

Взаимоотношения руд с вмещающими породами, единый план деформаций рудных тел и рудовмещающих отложений, находки рудных обломков в перекрывающих породах и некоторые другие факторы свидетельствуют о девонском возрасте оруденения. По результатам исследования предлагается модель вулканогенного рудообразования на этих месторождениях.

Ил. 4, табл. 1, библиогр. 13.

УДК 553.27(470.5)

Придонные сульфидные постройки и железистые осадки как элементы модели колчеданных месторождений уральского типа. Зайков В. В., Масленников В. В., Зайкова Е. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Описаны придонные сульфидные постройки, выявленные в последние годы на Узельгинском, Талганском, Сибайском, Маканском медно-цинковоколчеданных месторождениях. Рассмотрены их главные признаки: морфология, соотношение с вмещающими отложениями, внутреннее строение, сульфидизированные остатки фауны, рудокласты. Установлено, что при постоянном положении рудоподводящего канала образуется либо холм, либо многоэтажная «связка» линз. При переменном положении канала формируются групповые постройки с бугристой кровлей, форма которых может быть близка к пластообразной. Прерывистое поступление гидротермальных растворов либо осадков способствует возникновению разобщенных по вертикали сульфидных сооружений. Железистые отложения, ассоциирующие с сульфидными постройками, на основании петрохимических и петрографических данных отнесены к гидротермально-осадочным образованиям. Они имеют сходство с металлоносными осадками современных океанических структур.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 28.

УДК 553 : 2.553.3'661.2

Результаты изучения современного океанского сульфидного рудообразования в связи с разработкой генетических моделей колчеданных месторождений. Краснов С. Г., Попов В. Е., Черкашев Г. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Новейшие данные по геологии сульфидных руд, образующихся в настоящее время на дне океана, результаты их сопоставления с древними рудами и экспериментальные данные позволяют существенно уточнить генетические модели колчеданных месторождений. Главными факторами рудогенеза в океане являются локальные источники тепла — малоглубинные магматические очаги и поверхностный минерализованный флюид — морская вода, способная к выщелачиванию металлов из подстилающих пород. Состав и древних, и современных океанических руд определяется соотношениями содержаний металлов в этих породах.

Необходимость наличия близповерхностных магматических очагов определяет набор возможных тектонических обстановок рудообразования. Большинству обстановок, в которых найдены сульфидные и железомарганцевые гидротермально-осадочные рудопроявления в современном океане, могут быть поставлены в соответствие древние аналоги.

Ил. 1, табл. 3, библиогр. 43.

УДК 553.2 + 553.411

Генетическая модель жильных кварц-золоторудных месторождений в докембрийских зеленокаменных трогах. Сафонов Ю. Г., Генкин А. Д., Наумов В. Б., Чернышев И. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Комплексные исследования золоторудного поля Колар (Южная Индия) позволяют предложить модель месторождений коларского типа. В геолого-структурном содержании модели главное — приуроченность золото-кварцевых тел к наложенной зоне скалывания, совмещение рудного вертикального интервала (до 3,5 км) с интервалом развития пегматитов, наложение рудных ассоциаций на кварцевые тела, сложные соотношения минерализации с дайками основного состава. В физико-химическом отношении

важны совмещение шеелитовой и золотой минерализации, смена минерализаторов (бор — калий — хлор), аномально высокие давления в растворах (до 3,5 кбар). Вероятные источники рудного вещества — корово-мантийные (данные изучения изотопов свинца, различающиеся для разных рудных тел).
Ил. 7, табл. 2, библиогр. 8.

УДК 552.163 : 553.3.078(571.52)

Золоторудная «черносланцевая» формация: модель взаимоотношений регионального метаморфизма, гранито- и рудообразования. Блюман Б. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

В рассмотренной модели, построенной с учетом геологических и структурно-петрологических данных, обсуждены причины возникновения градиентных условий, способствующих появлению и миграции флюидов, в том числе и рудных, возможные причины и пути их миграции и длительной эволюции, а также причины их локализации и появления рудных концентраций. В процессах рудообразования участвует как «ювенильное» золото, привнесенное глубинными эманациями, так и «первичное» (хемогенно-осадочное в случае углеродистых толщ), «подготовленное» региональным метаморфизмом к активному участию в миграции и концентрации в термодинамических условиях внешних, периферических частей зональных метаморфических комплексов.
Библиогр. 24.

УДК 553.411 : 551.24

Эволюция золоторудных формаций в истории становления земной коры Алтае-Саянской складчатой области. Алабин Л. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

В разновозрастных складчатых структурах региона выделены стадии их развития: раннегеосинклинальная, позднегеосинклинальная, орогенная, послеорогенная активизационная. Каждая стадия завершается формированием земной коры определенного типа: океанического, переходного, континентального, активизированного континентального. Показано, что промышленные золоторудные месторождения конкретных формационных типов, ассоциирующие на ранних стадиях развития структур с базальтоидным, на поздних — с гранитоидным магматизмом, соответствуют определенным типам земной коры. Рассматриваемая генетическая модель соответствия конкретных золоторудных формаций определенным типам земной коры в процессе историко-геологического развития складчатых структур имеет важное значение для прогнозных построений, направления поисковых и разведочных работ.
Библиогр. 33.

УДК 553.411 + 550.83

Геолого-геофизическая модель формирования золоторудных месторождений орогенных структур. Коробейников А. Ф., Ерофеев Л. Я., Номоконова Г. Г. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука 1988.

На основе изучения рудно-метасоматической зональности и структуры геофизических полей устанавливается, что формирование месторождений золота было длительным процессом перераспределения петрогенных и рудных элементов, поставляющим рудное вещество и создающим физико-геологические условия для рудообразования. Золоторудные поля и месторождения фиксируются низкочастотными геохимическими и геофизическими аномалиями, отражающими участки площадного метасоматоза. Рудные тела размещаются в пределах контрастной смены физических параметров пород. Выявлены закономерное размещение в вертикальном разрезе месторождений различных типов метасоматитов, а также изменение коэффициента геохимической зональности, типоморфных особенностей сульфидов, соотношений магнитных, электрических и радиоактивных полей.
Ил. 7, библиогр. 10.

УДК 553.489

Генетические модели сульфидно-никеленосных формаций в связи с другими эндогенными формациями. Лихачев А. П. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Представлена обобщенная модель генетической и пространственной взаимосвязи эндогенных формаций как продуктов эволюции единого исходного мантийного вещества. Рассмотрены условия зарождения и геодинамические режимы проявления сульфидно-никеленосных и других магматических формаций. На примере Сибирской платформы показана генетическая и пространственная связь мафических, сульфидоносных мезомафических, щелочно-ультраосновных и кимберлитовых формаций.
Ил. 6, библиогр. 9.

УДК 553.43

Формации сульфидных медно-никелевых месторождений. Дистлер В. В., Дюжиков О. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Сульфидные медно-никелевые месторождения как единый генетический тип подразделены на две рудные формации, каждая из которых характеризуется определенными геотектоническими и магматическими условиями проявления. Ритмично расслоенные плутоны норит-ортопироксенит-гарцбургитового состава приурочены к региональным транскоровым разломам консолидированных блоков земной коры. Впервые выделяется в качестве самостоятельной формации вулканоинтрузивная рудоносная ассоциация, включающая расслоенные никеленосные интрузивы габбро-клинопироксенит-верлитового состава, комагматичные высокомагнезиальные эффузивы и массивные руды. Последняя формация развита главным образом во внутриконтинентальных рифтогенных структурах или протоавлакогенных зонах. Эта формация чрезвычайно важна с точки зрения развития массивных сульфидных руд, рассматриваемых как результат внедрения силикатно-сульфидных мантийных магм в определенные фазы рудно-магматического процесса.
Табл. 1, библиогр. 24.

УДК 553.062; 553.2; 553.21

Обобщенная модель сульфидного медно-никелевого рудообразования как процесса сульфуризации. Золотухин В. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Месторождения сульфидной медно-никелевой рудной формации имеют широкий диапазон условий формирования — от магматических через метасоматические к гидротермальным. Глубинная расплавная природа сульфидов допускается для коматиитовых месторождений и очаговых зон всех прочих месторождений формации. Для базит-гипербазитовых и гипербазит-базитовых никеленосных комплексов наиболее вероятен генезис сульфидов в интрузивных камерах в процессе сульфуризации — в основном за счет перераспределения металлов, находящихся на месте, и привноса серы глубинными флюидами, а также из вмещающих пород. Главная масса сульфидов в них возникает в постмагматический этап в широком диапазоне температур.

Ил. 10, библиогр. 24.

УДК 552.32; 553.48/43(470.324)

Генетические типы месторождений медно-никелевой формации Воронежского кристаллического массива (ВКМ). Чернышев Н. М. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На основе геолого-структурного и петролого-геохимического анализов в составе единой сульфидной медно-никелевой формации нижнего протерозоя выделены два наиболее важных в промышленном отношении генетических типа месторождений: 1) медно-никелевые собственно магматические (позднее несколько метаморфизованные) в ультрамафитах (мамонский тип); 2) никелевые в норитах (еланский тип), сформировавшиеся в результате магматического замещения ранее образованных коматиит-ассоциированных руд архейского основания и придонных залежей дифференцированного ультрамафит-мафитового плутона (тип Садбери). К этому же типу относены медно-никелевые и существенно никелевые руды в ортопироксенитах и кобальт-никелевое арсенид-сульфоарсенидное оруденение, ассоциированное с ортопироксенит-норитовой породной группой. Эти типы и подтипы месторождений, различающиеся по геолого-структурному положению, минеральным парагенезисам, содержанию главных и сопутствующих элементов, изотопному составу серы и другим петролого-геохимическим особенностям, в совокупности определяют высокую потенциальную никеленосность ВКМ.

Ил. 4, библиогр. 15.

УДК 553.062 : 553.2 : 553.21

Генетическая модель платиновой минерализации сульфидных медно-никелевых руд. Генкин А. Д., Евстигнеева Т. Л., Некрасов И. Я. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Элементы платиновой группы в медно-никелевых рудах находятся в двух основных формах: в виде твердых растворов в главных рудообразующих сульфидах и в виде самостоятельных минералов платиновых металлов (МПМ), число которых в настоящее время превышает 60.

Образование платиновой минерализации тесно связано с процессами формирования самих медно-никелевых руд. Смена ассоциаций МПМ в рудах обусловлена изменениями физико-химических параметров рудообразующих систем. Кристаллизация МПМ ранней стадии (образование вкрапленных руд) происходит, скорее всего, непосредственно из сульфидного расплава. На наиболее поздней стадии медно-никелевые руды подвергались локально проявленному гидротермальному метаморфизму, что привело к образованию своеобразных зональных срастаний, в которых ранние МПМ окружаются каймами минералов-новообразований.

Ил. 4, табл. 2, библиогр. 11.

УДК 553.481'43 : [550.42 : 546.74/76 : 549] : 51

Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа. Туганова Е. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На основе кристаллохимических исследований моноклинных и ромбических пироксенов Талнахской интрузии делается вывод о докамерной глубинной кристаллизации хромистых моноклинного и ромбического пироксенов. Это подчеркивается корреляционным анализом катионов, слагающих пироксены, свидетельствующим о более широком их изоморфизме, нередко гетеровалентном, для ранее образовавшегося хромистого моноклинного пироксена по сравнению с более поздним титанистым клинопироксеном. Отмечается близость хромистости авгита и ромбического пироксена ультраосновных пород Талнахской интрузии с аналогичными пироксенами из глубинных ксенолитов кимберлитов, что отражает, видимо, один порядок глубин их образования. Габброидам той же интрузии свойствен более железистый и титанистый состав клинопироксена, кристаллизовавшегося из другой по составу магмы в менее глубинных условиях.

Предлагается модель смешения двух исходных магм, поступавших из очагов, расположенных на различных глубинах мантии по одним каналам: глубокомантийной рудоносной ультраосновной и безрудной толеит-базальтовой.

Табл. 4, библиогр. 16.

УДК 553.062/67+553.439

Анализ моделей эндогенных геохимических полей сульфидной медно-никелевой формации — основа прогноза новых месторождений. Додина Т. С., Додин Д. А., Иванова Т. К., Садиков М. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Устанавливаются эндогенные геохимические поля интенсивного, среднего и низкого концентрирования широкого спектра элементов-индикаторов и спутников медно-никелевого оруденения, отличающиеся в зависимости от субформационной принадлежности своими размерами, особенностями внутреннего строения и вещественного состава, вертикальной и горизонтальной относительно интрузивных массивов и рудных залежей зональностью, типом и силой тренда, петрогенетическими особенностями. Выявление качественной и количественной информации об этих признаках приводит к созданию геолого-генетической модели суммарного эндогенного геохимического поля конкретной рудной субформации.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 11.

УДК 553.462 : 553.062

Модель плутоногенных молибденовых месторождений. Покалов В. Т. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Предложена геолого-генетическая модель формирования молибденовых месторождений, в рамках которой объединены представления о разной природе гидротерм — с участием воды преимущественно магматической в высокотемпературных и метеорной в средне-низкотемпературных растворах. Для высокотемпературных растворов обосновывается эманационно-бародиффузионный механизм движения рудоносных флюидов с экстрагированием полезных компонентов из расплава, средне-низкотемпературные растворы мобилизуют металлы из вмещающих пород. Строение термоградиентного поля во многом определяется морфологией рудопродуцирующего плутона и в сочетании с особенностями физических свойств пород и их трещиноватости обусловливает характер распределения оруденения в интрузиве и в его экзоконтактах.

Ил. 3, библиогр. 17.

УДК 553.462'43

Модели рудно-магматических систем молибденово-медных порфировых месторождений как основа их поисков и прогнозирования. Павлова И. Г., Сахновский М. Л. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На примере рудно-магматических систем медно-порфировых месторождений рассматриваются условия, необходимые для использования моделей при решении прикладных задач прогнозирования и поисков. Главные условия: 1) отображение в модели многоуровенной структуры рудно-магматической системы, включающей уровни возрастающей сложности, соответствующие рудным телам, месторождениям и рудным полям, рудным узлам и районам, металлогеническим зонам и т. д.; 2) отображение взаимосвязей моделируемой рудной формации с другими рудными формациями, сменяющими ее по латерали и вертикали; 3) наличие характеристик геофизических и геохимических полей как собственно рудных объектов, так и рудоконтролирующих геологических тел и структур.

В приводимых моделях отражены также новые представления авторов о процессе формирования рудных узлов медно-порфировой формации, о характере связи месторождений с гранитоидными плутонами и обрамляющими их зонами региональной пропилитизации.

Ил. 3, библиогр. 8.

УДК 553.462 : 553.43 + 550.89

Обобщенная генетическая модель рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов. Сотников В. И., Берзина А. П., Калинин А. С. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На базе фактического материала рудоносных областей и с привлечением моделирования на ЭВМ рассматривается развитие магматических систем в структурной обстановке медно-молибденовых рудных узлов с концентрированием внимания на магмообразовании в зоне расширяющегося книзу глубинного разлома. Принципиальную схему обстановки в земной коре при медно-молибденовом рудогенезисе в основном определяет сочетание двух факторов: прогрессивное развитие нижних очагов магматической системы с магматизмом более основного состава и наличие крутопадающих зон тектонических дислокаций, играющих роль магмоводов, а затем дренирующих структур, концентрирующих восходящие флюидные потоки. Дается анализ генетических соотношений между порфировыми породами малых тел, с которыми ассоциируют рудно-метасоматические образования, и породами вмещающих их плутонов. Рассматривается роль последних в рудообразующем процессе.

Ил. 3, библиогр. 20.

УДК 553.43(517.3)

К модели рудно-магматической системы молибден-медно-порфирового оруденения Монголо-Охотской внутриконтинентальной подвижной зоны. Коваль П. В., Ариунбилэг С., Готовсурен А., Гэрэл О., Либаторов Ю. И. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

В отличие от большинства традиционных поясов медно-порфирового оруденения, приуроченных к областям активных окраин литосферных плит, молибден-медно-порфировые проявления Северной и Центральной Монголии находятся в пределах раннемезозойской внутриконтинентальной активной зоны (Монголо-Охотской). Геологически и, по-видимому, генетически они тесно связаны с раннемезозойскими трахибазальт-трахиандезитовыми ассоциациями зоны магматизма повышенной щелочности, обрамляющей Дауро-Хэнтэйское поднятие. Рассматриваются особенности характерных магматических ассоциаций рудных полей (предшествующих гранитоидных, вулканических трахибазальт-трахиандезитовых, собственно порфировых), роль структур типа стратовулканов и подошвы вулканогенно-осадочных толщ, специфика околорудных метасоматитов и геохимических полей концентрирования. Формирование порфировых интрузий и оруденения связывается с процессами внутрикоровой дифференциации ювенильной диоритовой магмы, возникающей на заключительных стадиях становления вулканических ассоциаций.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 21.

УДК 553.462—463 + 45.062/067.001.572(574)

Модели типовых редкометалльных месторождений Казахстана. Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшов А. В., Губайдулин Ф. Г., Кормушин В. А. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

На примере редкометалльных месторождений Казахстана рассмотрено пространственно-временное положение основных типов редкометалльных месторождений в системе интрузив — надынтрузивная зона, приведены полная геолого-генетическая стереомодель типового месторождения Караоба и упрощенные стереомодели с элементами прогноза эпимагматических, пегматитовых и гнейзеново-кварцевожильных групп формаций. Рассчитаны формулы минералообразующих растворов по данным изучения составов микровключений в минералах. Охарактеризованы конкретные группы редкометалльных формаций и их продуктивность.

Ил. 5, табл. 1, библиогр. 5.

УДК 553.4.2.978

О двух глубинных моделях строения полихронных оловорудных узлов Приморья. Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

В результате сравнительного изучения оловорудных месторождений, находящихся на разных эрозионных уровнях, реконструированы две глубинные модели строения полихронных оловорудных узлов. Обе модели учитывают трехъярусное размещение полихронного и разнотипного оруденения. Одна из них объединяет типы оловянного оруденения, размещающиеся над штоками гранодиорит-порфиров монцонитоидного характера, другая — типы оруденения, располагающиеся над штоками лейкократовых гранитов.

Выдвинутые модели позволяют прогнозировать глубинные ярусы оруденения на слабоэродированных месторождениях.

Ил. 1, библиогр. 4.

УДК 553.45(571.56)

Геолого-генетическая модель формирования оловорудных месторождений Якутии. Флёров Б. Л., Трунилина В. А., Холмогоров А. И., Яковлев Я. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Приведены примеры типовых геолого-генетических моделей оловорудных месторождений Якутии, связанных с позднемезозойскими существенно коровыми гранитоидами диорит-гранодиорит-гранитной, гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной формаций и с поздними производными сложной вулканоплутонической ассоциации. Типовые модели характеризуют тип связи с интрузиями гранитоидов, структурную позицию, фацию глубинности, морфологию и минеральный состав рудных тел, особенности оловорудного процесса.

Ил. 9, библиогр. 14.

УДК 553.078 : 551.1

Модели оловопродуктивных тектономагматических систем Сихотэ-Алиня. Левашев Г. Б., Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Анализируется стереометаллогеническая схема южной части Сихотэ-Алинского складчато-глыбового пояса, характеризующая размещение разнотипной минерализации относительно градиентных зон гравитационного поля региона. Согласно рассматриваемой модели, размещение скарновых (полиметаллических, магнетит-шеелитовых) месторождений соответствует Дальнегорской системе гравитационных максимумов, которые фиксируют положение мантийного диапира, связанного с развитием мезозойских структур растяжения древней континентальной коры. Сульфидно-касситеритовые месторождения концентрируются по периферии гравитационных максимумов. В обрамляющей их внешней зоне, связанной с участками структур растяжения, глубоко проникавших в срединный массив, концентрируются касситерит-силикатные месторождения. Западнее, в области гравитационных минимумов, отмечающих блоки погруженной древней континентальной коры, развиты грейзеновые и кварцево-жильные проявления.

Ил. 5, библиогр. 10.

УДК 553.061.12/.17.411'497.2(571.56)

Основы геолого-генетической модели золото-сурьмяных месторождений Востока СССР. Прушинская Э. Я., Манучарянц Б. О., Владимиров В. Г. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассмотрены определяющие черты золото-сурьмяных месторождений, на которых базируется геолого-генетическая модель: минералого-геохимические (последовательность отложения парагенетических минеральных ассоциаций, их геохимическая преемственность, температурный интервал и др.) и геолого-структурные (контроль рудной зоны глубинным разломом по границам крупных структурно-фациальных зон, позиция рудных узлов и месторождений, связь с магматизмом и определенным типом глубинного строения). Сделан вывод о том, что золото-сурьмяные месторождения относятся к телетермальным средне-низкотемпературным, формируются в заключительную стадию развития складчатых систем в связи с тектонической активизацией наиболее крупных шовных разломов.

Библиогр. 15.

УДК 550.89 : 553.4 : 550.4

Геолого-геохимическое обоснование метаморфогенно-гидротермальной модели золото-антимонитовой березитовой формации. Бергер В. И., Мамонов С. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Золото-антимонитовая березитовая формация занимает особое место среди других сурьмяных рудных формаций. Ее проявления распространены в золотоносных районах полихронного гранитоидного магматизма и метаморфизма складчатых областей — в фанерозойских сланцевых трогах, сложенных мощными толщами глинистых пород, зонально метаморфизованных в зеленосланцевой фации. На примере Верхояно-Колымской провинции показано, что золото-сурьмяное оруденение распределяется упорядоченно в поле метаморфизма, концентрируясь в «продуктивной» хлорит-серицит-карбонатной субфации. Отсутствие разрыва во времени между метаморфизмом и оруденением подтверждено контактовым преобразованием золото-антимонит-кварцевых жил под действием меловых гранитоидов. Рудовмещающие отложения обогащены сурьмой, распределяющейся неравномерно в поле зонального метаморфизма. Минимальные содержания сурьмы характерны для пород «продуктивной» субфации, являвшихся, очевидно, источником металла. Геолого-геохимнческие данные свидетельствуют о мобилизации значительных количеств сурьмы в процессе метаморфогенно-гидротермального рудообразования.

Ил. 3, табл. 2, библиогр. 14.

УДК 553.2 + 550.89

Некоторые общие вопросы создания интегральных генетических моделей рудных формаций ртутных месторождений. Оболенский А. А., Оболенская Р. В., Борисенко А. С., Войцеховская М. Б., Гущина Л. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассмотрены некоторые общие вопросы создания интегральных генетических моделей рудных формаций ртутных месторождений. Показаны особенности геологического положения и генезиса этих месторождений, а также образование и развитие интрателлурических рудно-магматических систем в целом. На основе данных о природных гидротермах, сформировавших ртутные и ртутьсодержащие месторождения, методом минимизации свободной энергии «Gibbs» произведены количественные расчеты на ЭВМ, уточняющие условия и формы миграции ртути и отложение ртутных руд.

Табл. 2, библиогр. 19.

УДК 553.499 + 553.497.2

Модель рудообразования Хайдарканского ртутно-сурьмяного рудного поля. Никифоров Н. А., Исаходжаев Б. А., Воронов В. Г., Шаповалов В. Н. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Рассмотрена геолого-генетическая модель рудообразования Хайдарканского рудного поля. В ее основу положены данные детальных геологических съемок и тематических исследований, выполненных авторами. Наиболее подробно освещены геолого-структурные особенности и закономерности размещения ртутно-сурьмяного оруденения. Значительное место при этом уделено процессу минералообразования и первичным геохимическим ореолам ртути и сопутствующих элементов как индикаторам скрытого оруденения. Намечены геологически однородные позиции и охарактеризована их относительная благоприятность в локализации оруденения.

Ил. 8, библиогр. 10.

УДК 553.634.12 + 552.321.1 + 550.42 : 546.16

Геолого-генетические модели фтороносных магматических и фторсодержащих рудных формаций. Иванова А. А., Михайлова Ю. И., Терновой В. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Фторовые и фторсодержащие минералы приурочены к определенным магматическим формациям и связанным с ними метасоматическим и рудным образованиям. Металлогенический анализ флюоритоносных провинций позволил установить ведущую роль магматического фактора контроля оруденения и выделить фтор- и флюоритсодержащие рудные формации. Геолого-генетические модели последних разработаны на основе оценки их связей с фтороносными магматическими формациями. Охарактеризована модель наиболее сложной по генезису и минеральному составу редкометалльно-флюоритовой (фторовой) формации с использованием многомерных математических методов.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 8.

УДК 553.634.12.065.3 : 553.2

Модель формирования оруденения эпитермального флюоритового формационно-генетического типа. Коплус А. В. Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций.— Новосибирск: Наука, 1988.

Предложена обобщающая модель эпитермального флюоритового оруденения, рассмотрены определяющие ее элементы (геотектоническое положение, рудоносный магматизм и соотношение с ним месторождений флюорита, условия, определяющие состав руд и их изменение, источники вещества и механизм рудоотложения в координатах изменения термодинамических и физико-химических параметров фтороносных флюидов). Подчеркивается сложность формирования эпитермального флюоритового оруденения, для которого характерны структурная открытость минералообразующей системы, значительная удаленность от глубинных источников фтора и полигенный характер минералообразующих растворов при доминирующем значении в них эндогенного вещества.

Библиогр. 48.