

Министерство образования и науки Российской Федерации

Федеральное агентство по образованию

Государственное образовательное учреждение
высшего профессионального образования
«Томский политехнический университет»

А.Ф.Коробейников

**ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МОДЕ-
ЛИРОВАНИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**

Учебник для вузов

Издание второе, исправленное и дополненное

Издательство
Томского политехнического университета

2009

ВВЕДЕНИЕ

«Моделирование – построение и изучение моделей реально существующих предметов и явлений (органических и неорганических систем, инженерных устройств, разнообразных процессов – физических, химических, биологических, социальных) и конструируемых объектов для определения либо улучшения их характеристик, рационализации способов их построения, управления ими и т.п. Формы моделирования разнообразны и зависят от используемых моделей и сферы применения моделей. По характеру моделей выделяют предметное и знаковое моделирование». (Философский энциклопедический словарь. М.: Советская энциклопедия, 1983. 381 с.).

Предметным называется моделирование, в ходе которого исследование ведется на модели, воспроизводящей определенные геометрические, физические, динамические, либо функциональные характеристики объекта моделирования оригинала: в частном случае аналогового моделирования, когда оригинал и модель описываются едиными математическими соотношениями, например, одинаковыми дифференциальными уравнениями; электрические модели используются для изучения механических, гидродинамических, акустических и других явлений.

При знаковом моделировании моделями служат схемы, чертежи, формулы, предложения в некотором алфавите (естественного или искусственного языка) и т.п. Важнейшим видом такого моделирования является математическое (логикоматематическое) моделирование, производимое выразительными и дедуктивными средствами математики и логики. Поскольку действия со знаками всегда в той или иной мере связаны с пониманием знаковых конструкций и их преобразований, построение знаковых (информационных) моделей или их фрагментов может заменяться мысленно-наглядными представлениями знаков или операций над ними (мысленное моделирование). По характеру той стороны объекта, которая подвергается моделированию, различают моделирование его структуры и моделирование его поведения (функционирования, протекающих в нем процессов и т.п.).

Понятие моделирования является гносеологической категорией, характеризующей один из важнейших путей познания. Возможность моделирования, т.е. переноса результатов, полученных в ходе построения и исследования моделей, на оригинал, основана на том, что модель в определенном смысле отображает (воспроизводит, моделирует) какие-либо его стороны. Для успешного моделирования этих сторон важно иметь соответствие теорий или гипотез, которые, будучи достаточно обоснованными, указывали бы на границы допустимых при моделировании упрощений.

Моделирование тесно связано с экспериментом. Изучение какого-либо явления на его модели (при предметном, аналоговом, знаковом моделировании, моделировании на ЭВМ) есть особый вид эксперимента – модельный эксперимент. Он отличается от обычного эксперимента тем, что в процессе познания включается «промежуточное звено» - модель, являющаяся одновременно и средством, и объектом экспериментального исследования, заменяющим оригинал. В частном случае такого эксперимента, например, в модельно-кибернетическом эксперименте, вместо «реального» экспериментального оперирования с изучаемым объектом находят алгоритм (программу) его функционирования, который и выступает в качестве модели.

Моделирование предполагает использование процедур абстрагирования и идеализации. Это особенно существенно в том случае, когда предметом моделирования являются сложные системы, поведение которых зависит от большого числа

взаимосвязанных факторов различной природы. В ходе познания такие системы отобрачиваются в разных моделях, дополняющих друг друга. Моделирование глубоко проникает в теоретическое мышление и практическую деятельность. Это не только одно из средств отображения явлений и процессов реальности, но и критерий проверки научных знаний, осуществляемой непосредственно с помощью установления отношения рассматриваемой модели к другой модели или теории, адекватность которой считается обоснованной.

В последние десятилетия в геологии и в геологоразведочной практике активно развивалось геологическое, физико-геологическое, петрофизическое, геохимическое, физико-химическое, геолого-математическое, структурное моделирование рудоносных площадей и месторождений полезных ископаемых. Необходимость моделирования рудоносных площадей и месторождений полезных ископаемых определяется задачами создания обобщенных образов природных объектов для прогноза, поисков и разведки с целью повышения эффективности геологоразведочных работ на всех стадиях геологоразведочного процесса. Реальность создаваемых моделей и возможности их использования для научных и прикладных целей подтверждается обнаружением промышленно значимых скоплений полезных ископаемых на перспективных площадях, выделенных при прогнозировании на основе таких моделей типовых рудных полей и месторождений. За последние десятилетия работы по моделированию геологических объектов получили широкое развитие не только в России, но и за рубежом. Они направлены на создание собственно геологических (формационных, геолого-структурных, минералогических), генетических (геохимических, физико-химических, термодинамических), геофизических (физико-геологических) и геолого-математических (статистических) моделей основных формационных и геолого-промышленных типов месторождений для целей их прогноза, поисков и разведки. Такие модели стали основой разрабатываемых прогнозно-поисковых комплексов.

Современное состояние проблемы моделирования месторождений полезных ископаемых позволяет систематизировать получаемые результаты и определять приоритетные направления дальнейших исследований. Разработка моделей рудных полей и месторождений имеет цель создания их обобщенных образов как непротиворечивого сочетания характеристик. При геологическом моделировании требуется соблюдать условия аналогии или подобия, представительности и возможности экстраполяции. Модели должны отвечать требованиям целевой направленности и возможности практических предсказаний. Процедура моделирования включает построение самой модели, ее использование и экстраполяцию полученной новой информации на конкретные объекты. Методы моделирования зависят от целевого назначения моделей и способов их использования.

Особенностью моделирования рудоносных участков и свойств полезных ископаемых в недрах является то, что моделируются не истинные геологические структуры и свойства полезных ископаемых, а представления о них, полученные при заданной детальности геологоразведочных работ, или изменчивость этих свойств, наблюдаемая на изучаемом уровне строения объекта.

В зависимости от детальности изучения геологических объектов моделирование может производиться в различных масштабах – от рудных районов, рудных узлов, рудных полей до локальных рудоносных структур отдельных месторождений. Необходимость моделирования природных объектов диктуется тем, что при изучении сложных природных систем приходится учитывать многие факторы различной

физической природы участвующих одновременно в формировании рудных полей и месторождений. Поэтому понятие закона заменяется при изучении геологических объектов более широким и менее строгим понятием модели. В геологии модель обеспечивает лишь приближенное представление о составе, строении, происхождении объекта. При этом даже самая совершенная модель позволяет судить не обо всех, а лишь о некоторых свойствах системы. Прежде всего, это касается проблем расшифровки природы рудообразующих систем [Коробейников, 2007].

Каждая стадия геологоразведочных работ обеспечивает получение собственного комплекса геологических, геофизических, минералогических и геохимических характеристик. В соответствии с получаемыми данными и разрабатываются определенные геологические модели рудных объектов. Целью разработки моделей рудных объектов является создание их обобщенных образов как непротиворечивого сочетания характеристик, доступных для выявления имеющимися средствами, методами. По способу представления информации модели подразделяются на графические, табличные, текстовые и комбинированные. Они могут содержать качественные и количественные характеристики объектов. Различные по содержанию модели в процессе прогнозно-металлогенических, поисковых, оценочных и разведочных работ выполняют различные функции, взаимно дополняя друг друга. В зависимости от стадий геологоразведочных работ выделяются качественные прогнозно-поисковые модели рудных полей и месторождений и количественные геолого-промышленные модели месторождений и рудных тел, в том числе параметрические, морфометрические, концентрационные, градиентно-векторные и многофакторные модели.

Здесь не представляется возможным перечислить все авторские разработки по проблемам моделирования. Отметим лишь основные авторские коллективы, внесшие значительный вклад в разработку данной проблемы. К ним относятся коллективы ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ВИМСа, ИМГРЭ, ВСЕГИНГЕО, ВИЭМСа, СНИИГГиМСа, ВостСНИИГГиМСа, ДВИМСа, КазИМСа, КазВИРГа, НИИ Зарубежгеология, ВНИИ Океангеология, ИГЕМ РАН, Институты СО РАН, МГУ, СПбГИ, РГТУ, ТПУ, ИГУ, ДВТУ, ТГУ и другие.

1. МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1.1. Общие положения

В зависимости от детальности изучения геологических объектов (масштабов геологоразведочных работ от 1:1000000 до 1:1000) моделирование осуществляется для металлогенических (минерагенических) поясов, рудных районов, рудных узлов, рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел. Как средство познания закономерностей концентрации рудного вещества в недрах моделирование использует исследования геологического строения природных объектов, динамики рудообразующих процессов, особенностей параметров этих систем или свойств полезных ископаемых. Такие модели выступают как подобие природных объектов в измененном или натуральном масштабе (физическое или объемно-макетное моделирование), в форме чертежей (графическое моделирование), символов или формул (математическое моделирование), воспроизводящие свойства изучаемых объектов. Природные геологические объекты в силу их исключительной сложности и многофакторности образования обычно не поддаются количественному описанию. Поэтому понятие закона заменяется при их исследовании более широким и менее строгим понятием модели. В геологии модель обеспечивает лишь приближенное представление о составе, строении и свойствах объекта. Даже самая совершенная модель позволяет судить не обо всех, а лишь о некоторых свойствах минералообразующей системы. Поэтому для каждого природного объекта разрабатываются разнообразные модели, отражающие свойства не только скопления полезного ископаемого, но и вмещающие их горные породы.

Прогнозные исследования предшествуют и завершают выполнение каждой стадии геологоразведочного процесса. Они занимают предпроектное положение и имеют задачи обоснования выбора наиболее перспективных площадей и оценку прогнозных ресурсов. Требования к содержанию работ по прогнозу определяются тем, что каждая стадия геологоразведочных работ обеспечивает получение собственного комплекса геологических, геофизических, геохимических характеристик. В соответствии с имеющимися данными и разрабатываются геологические модели изучаемых объектов.

Следовательно, особенностью моделирования рудных полей, месторождений и свойств полезных ископаемых в недрах является то, что моделируются не истинные геологические структуры и свойства полезных ископаемых, а представления о них, полученные на определенной стадии геологоразведочных работ (масштабов 1:1000000, 1:500000, 1:200000, 1:50000, 1:10000, 1:5000, 1:1000) [Каждан, 1984].

1.2. Принципы моделирования

Геологическое моделирование отличается тем, что исходные геологические данные из-за ограниченного их числа имеют случайный характер. Это обусловлено тем, что изучение рудоносных площадей и рудных месторождений осуществляется преимущественно выборочным методом. При этом фактические наблюдения обеспечивают более достоверную информацию о составе и строении изучаемых природных объектов только более высоких структурных уровней, элементы, неоднородности ко-

торых оказываются заведомо меньших размеров природных скоплений полезных ископаемых. Тогда принципы моделирования рудных объектов определяются следующим [Каждан, 1984]:

- моделированием внутреннего строения, состава или отдельных свойств природных геологических объектов путем системного подхода к оценке особенностей их строения, состоящая из совокупности множества структурных единиц, которые при данном масштабе изучения (региональном, площадном или локальном) могут считаться элементами неоднородности системы;

- суждением о структуре и изменчивости параметров изучаемого объекта в промежутках между пунктами наблюдений, возможными лишь при использовании принципа аналогии с дополнительными участками детализационных работ более крупных масштабов;

- ограниченностью экспериментальных данных и прерывистостью сетей наблюдений, что приводит к необходимости создания обобщенных геологических моделей, способствующих выявлению закономерных составляющих пространственной изменчивости изучаемых признаков;

- выбором наиболее приемлемой модели при условии соответствия ее свойств объекту моделирования по совокупности эмпирических данных и данных по изучению сходных природных объектов, то есть модель геологического объекта отражает достигнутую степень его изученности, а модели свойств геологических объектов должны разрабатываться на базе типовых геологических моделей. При этом моделируются лишь обобщенные представления о его составе, строении или отдельные, наиболее существенные его свойства.

Тем самым моделируются не истинные геологические структуры и свойства полезных ископаемых, а некоторые представления о них, получаемые при заданной детальности геологоразведочных работ.

1.3. Назначение и виды моделей рудных объектов

При мелко- и среднемасштабном геологическом картировании рудоносных территорий главными задачами создаваемых геологических моделей рудных объектов являются: 1) выбор оптимальной схемы проведения прогнозно-металлогенических исследований и поисковых работ на перспективных территориях; 2) возможности комплексирования геофизических и геохимических методов при изучении рудоносных геологических тел и рудовмещающих геологических структур, их поисковых критериев и признаков; 3) возможности комплексной интерпретации геолого-геофизических, геохимических материалов при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых на отдельных участках; 4) возможности обоснования и выделения перспективных рудоносных площадей и оценки их прогнозных ресурсов по категориям P_3 , P_2 , P_1 [Прогнозно-металлогенические ..., 1988].

Модель рудного объекта включает оптимально упорядоченную совокупность выявленных о нем геологических сведений, способствующих решению поставленной геологической задачи. Учитывая многообразие подходов к моделированию, целесообразно выделять виды геологических моделей, различающихся по наиболее существенным признакам. По своему содержанию и назначению геологические модели рудных объектов разделяются на две группы – на *геологоструктурные* (или модели геологического строения) и *генетические* (модели процессов рудообразования).

Геологоструктурные модели, наряду с геологическими данными, содержат геофизические, петрофизические, геохимические признаки рудоносности территорий. Это позволяет эффективно использовать данные модели при прогнозно-металлогенических исследованиях в процессе геологического картирования. Разнообразием геологоструктурных моделей считаются физико-геологические модели, ориентированные на решение более узких специфических задач. Геологоструктурная основа таких моделей значительно упрощена.

По рангу моделируемых рудных объектов различаются модели металлогенических зон, рудных районов, рудных зон, рудных узлов, рудных полей, месторождений, рудных тел. По степени обобщения геологических материалов выделяются модели рудных формаций (или рудно-метасоматических формаций), модели формационного типа или подтипа в конкретном регионе или еще более узкого класса объектов. В отдельных случаях объектами моделирования оказываются группы генетически родственных или парагенных рудных формаций, формационные ряды и др.

По способу описания признаков геологических тел и взаимосвязей между ними выделяются качественные и количественные геологические модели. Количественные модели в свою очередь делятся на аналитические (когда связи между параметрами задаются в виде функций) и статистические, представленные параметрами распределения значений признаков геологических тел, коэффициентами корреляции между их значениями, уравнениями регрессии и т.п. [Глубинное геологическое ..., 1981].

По способу представления информации модели подразделяются на графические (геологические карты, планы, разрезы, блок-диаграммы, проекции, графики соотношений различных количественных параметров), табличные, текстовые. По способу описания признаков геологических тел, по содержанию, по способу представления геологических материалов модели бывают и смешанными. Они могут содержать и качественные и количественные характеристики. Информация, содержащаяся в такой модели, может представляться в форме геологической карты, разрезов к ней и сопровождается таблицами, текстами с описаниями признаков оруденения, дополняющими графическую геологическую информацию.

Иногда в одной геологической модели могут совмещаться как геологоструктурные, так и генетические характеристики рудного объекта. Такая геологическая модель может содержать в описательной части генетическую интерпретацию тех или иных связей между ее геологическими элементами.

Неодинаковые по содержаниям модели в процессе прогнозно-металлогенических, поисковых, разведочных исследований различных территорий выполняют различные функции, взаимно дополняющие друг друга.

Г.А.Булкин, И.А.Неженский [1991] предложили классификацию моделей для прогнозирования количества минерального сырья. Она основана на связи между выраженными в той или иной форме рудоносностью и вмещающей ее средой. Эти связи могут быть теоретически выводимыми и эмпирически устанавливаемыми. Авторы выделяют три группы моделей: физико-химические (теоретические), включающие подгруппы миграции химических элементов (виды моделей – дисперсно-рассеянного вещества, взаимосвязи процессов концентрации и рассеяния элементов, геохимического цикла миграции элементов) и распределения запасов полезных компонентов (виды моделей – распределения запасов руд с различными содержаниями полезных компонентов, распределения рудоносных объектов по размерам ресурсов, зависимости суммарных ресурсов полезных компонентов от сложности геологического строения территорий); металлогенические (эмпирические), включающие качественные

(виды моделей – распределения месторождений различных рудных формаций в тектоно-магматических и седиментационных циклах, взаимосвязи геологических и рудных формаций, геодинамических обстановок нахождения рудных формаций, структурно-геометрические линеаментных, рудоконцентрирующих структур и количественные – связей количества ресурсов полезного компонента и интенсивности проявления рудоконтролирующих факторов – геологических признаков); геолого-экономические (экстраполяция измеренных параметров) включают виды моделей – геологоразведочного фильтра, геолого-экономической экстраполяции и тренда концентраций.

В физико-химических моделях геологическая среда не типизируется, а закономерности миграции элементов и распределения их ресурсов и запасов выводятся из термодинамических законов и носят общетеоретический характер. Количественные металлогенические модели описывают в численном выражении взаимосвязи параметров рудоносности (количества ресурсов полезных компонентов) с параметрами геологической среды или различия в составе и интенсивности факторов рудоконтроля для рудных и безрудных объектов. Установленные связи обосновываются статистически.

Группа геолого-экономических моделей включает модели, описывающие известные размещения концентраций и ресурсов полезных компонентов в геологическом пространстве и способы их экстраполяции, а также модели, учитывающие влияние исходных экономических предпосылок (модель геологоразведочного фильтра).

1.4. Характеристики геологических моделей различного типа

При проведении геологоразведочных работ разных масштабов регионального и локального типов (от 1:1000000 до 10000–1000) составляются неодинаковые геологические модели (табл. 1). Региональные геологосъемочные и прогнозно-металлогенические (минерагенические) работы, выполняемые в масштабах 1:1000000, 1:500000, 1:200000, 1:50000, имеют своей целью выделение в изучаемых регионах потенциальных металлогенических зон, рудных районов с оценкой прогнозных ресурсов категорий P_3 и P_2 . Среднемасштабные исследования (1:200000 и 1:50000) завершаются составлением государственных геологических карт масштабов 1:200000 и 1:50000 с проведением сопровождающих поисков. Эти работы обеспечивают выделение потенциальных рудных полей и ресурсов категории P_2 . Поисковыми работами выявляются перспективные рудоносные участки и ресурсы категорий P_2 и P_1 . На стадиях поисковых и оценочных работ выявляются и оцениваются площади потенциальных месторождений полезных ископаемых с подсчетом ресурсов категории P_1 и запасов категории C_2 . Соответственно выделяются региональный (ресурсы категории P_3), крупномасштабный (ресурсы P_2) и локальный (ресурсы категории P_1 и запасы категории C_2) уровни прогноза. Разведочными работами четвертой и пятой стадий геологоразведочного процесса (стадия 4 – разведка месторождения, стадия 5 – эксплуатационная разведка) обосновываются объемы и запасы полезного ископаемого в недрах по категориям А, В, C_1 и C_2 . Требования к содержанию работ по прогнозу ресурсов и подсчету запасов определяются тем, что каждая стадия геологоразведочных работ обеспечивает получение собственного комплекса геологических, геофизических, минералогических и геохимических характеристик. В соответствии с полученными данными и составляются те или иные геологические модели объектов по-

лезных ископаемых (см. табл. 1). Такие модели обеспечивают обобщенные образы как непротиворечивого сочетания характеристик, доступных для выявления имеющихся средствами и методами.

Таблица 1

Обобщенная система типовых моделей месторождений полезных ископаемых для прогноза, поисков и разведки

Этап I. Работы общегеологического назначения Стадия 1. Региональное геологическое изучение недр	Этап II. Поиски и оценка месторождений Стадия 2. Поисковые работы Стадия 3. Оценка месторождений	Этап III. Разведка и освоение месторождений Стадия 4. Разведка месторождений Стадия 5. Эксплуатационная разведка
1. Геолого-генетические модели 2. Рудно-формационные модели 3. Регионально геофизические модели 4. Геохимические модели 5. Модели геологических факторов размещения ору- денения 6. Модели мантийно-коровых рудообразующих систем	1. Прогнозно-поисковые модели 2. Геологоструктурные модели 3. Геолого-промышленные качественные модели 4. Геофизические модели 5. Геохимические модели 6. Изотопно-геохимические модели 7. Комплексные модели 8. Петрофизические модели 9. Термобарометрические модели 10. Статистические модели 11. Физико-химические модели	1. Геолого-промышленные количественные модели 2. Параметрические модели 3. Морфометрические модели 4. Концентрационные модели 5. Градиентно-векторные модели 6. Многофакторные модели 7. Модели рудно-метасоматической зональности 8. Геолого-математические модели 9. Мультиструктурные геохимические модели

2. ГЕОЛОГОСТРУКТУРНЫЕ МОДЕЛИ

Геологоструктурная модель служит для выбора оптимальной схемы выделения перспективных на оруденение площадей в период проектирования геологоразведочных работ поисковых и разведочных стадий; при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых; для выделения перспективных участков, когда закономерности размещения полезных ископаемых на площади работ установлены недостаточно надежно; при оценке прогнозных ресурсов.

Геологоструктурные модели составляются на основе обобщения фондовых и литературных данных по хорошо изученным эталонным объектам. Разработке моделей предшествует анализ критериев прогнозирования конкретной рудной формации. В процессе глубинного геологического картирования (ГГК), а также в процессе поисковых работ при получении новых геологических данных предложенная модель подвергается корректировке. При разработке моделей, ориентированных на решение задач прогнозно-металлогенических исследований при ГГК, должны анализироваться не только особенности моделируемой рудной формации и критерии ее прогнозирования, но и опыт проведения ГГК на площадях с возможным проявлением данной рудной формации. Модель конструируется таким образом, чтобы на основе логических или вычислительных операций с ней можно было бы предсказывать вероятные последствия тех или иных решений при выборе комплекса методов и методики изучения рудоконтролирующих геологических тел и поисковых признаков, а также отбирать оптимальные варианты интерпретации материалов при изучении закономерностей размещения полезных ископаемых, при выделении перспективных участков и оценке прогнозных ресурсов.

При среднемасштабном ГГК составляются модели рудного района или зоны, а при крупномасштабном ГГК – модель рудного поля или месторождения прогнозируемой рудной формации. Объединение моделей в единую двухуровневую систему обеспечивается при таком построении моделей, когда объект моделирования более низкого иерархического уровня (или непосредственно контролирующее его геологическое тело, структура) входит в состав модели более высокого уровня в качестве одного из элементов. Например, рудное тело является элементом модели месторождения или рудного поля, а месторождение является элементом модели рудного района или зоны, рудный район – элементом модели металлогенической зоны и т.п. (принцип матрешки).

При моделировании на каждом из уровней устанавливаются связи между перечисленными элементами и рудоконтролирующими геологическими телами и структурами того же уровня. Прежде всего, тех, которые отражают характер закономерностей размещения рудных объектов. Например, на рис. 1 приведена *модель рудного поля молибден-медно-порфировой рудной формации*. В ней отражены связи оруденения с гранитоидными интрузивами, вулканическими породами, зонами региональной пропилитизации. Внутренняя структура конкретных месторождений в рамках данной модели не рассматривается, поскольку она является объектом моделирования на более низком уровне. На карте рудного поля показаны линейные тела кварцевых монзонит-порфиров; зоны распространения молибденитовой, борнит-халькопиритовой, пирит-халькопиритовой золотоносных минерализаций; филлизитовые метасоматиты кварц-серицитового, кварц-серицит-хлоритового состава.

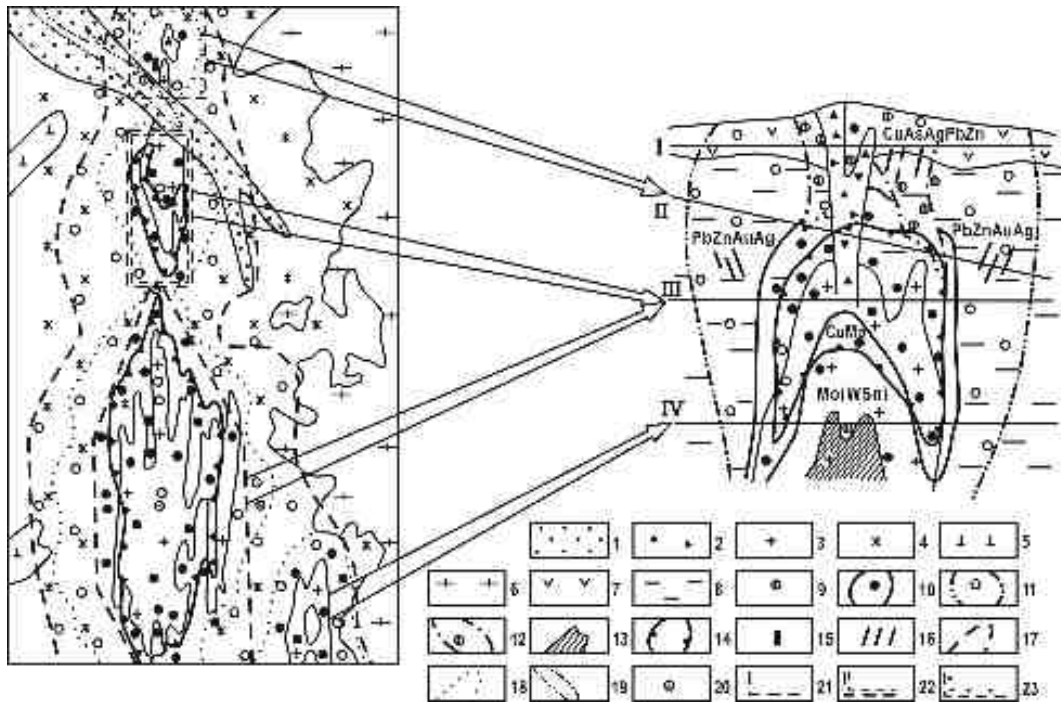


Рис. 1. Геологоструктурная карта и разрез Песчанковского рудного поля Чукотки (В.И. Ваганов и др.).

1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – брекчиевые тела; 3 – кварцевые монцонит-порфиры; 4 – монцониты; 5 – габбро; 6 – терригенные породы; 7 – вулканогенные породы (на поисковой модели); 8 – породы «рамы» (на поисковой модели); гидротермально-метасоматические изменения: 9 – калиево-кремниевые, 10 – филлизитовые, 11 – пропилитовые, 12 – аргиллизитовые; 13 – кварц-полевошпатовые «ядра»; зоны и проявления рудной минерализации: 14 – молибденно-медной, 15 – полисульфидной; 16 – проявления жильной минерализации различного типа (на поисковой модели); контуры аномалий: 17 – геофизических (совмещенных магнито- и электроразведочных), 18 – комплексных геохимических (медь, молибден, золото, серебро); 19 – шлиховых; 20 – поисковое бурение, скважины; поисковые участки: 21 – I очереди, 22 – II очереди; 23 – III очереди. Римскими цифрами обозначены уровни эрозионного среза

В пределах рудного поля выявлено два комплексных (на Cu, Mo, Te, Bi, Au) месторождения. На Северном месторождении откартированы дайки кварцевых монцонит-порфиров, брекчии, проявления пирит-халькопиритовой и полисульфидной минерализаций, пропилиты с узкими зонами кварц-серицитовых метасоматитов. Рудоносный участок оконтурен положительными аномалиями Cu, Mo, Bi, Te, Au, Ag. Здесь эрозионными процессами вскрыта надрудная часть рудно-магматической системы. На участке Юго-Восточном установлено тело кварцевых монцонит-порфиров с кварц-полевошпатовым ядром и окружающими кварц-серицитовыми, калишпатовыми и биотитовыми метасоматитами. Распространена убогая прожилково-вкрапленная пирит-халькопиритовая и молибденитовая минерализации с золотом и серебром. Рудоносные метасоматиты окружены концентрационными аномалиями Cu, Mo, Au, Ag, Bi, Te.

Модели рудного района, рудного поля отражают главные элементы структуры рудоносных порфировых интрузий, положение в пределах штоков рудоносных уровней с различными минеральными комплексами. Рудные тела этих объектов контро-

лировались эндо- и экзоконтактами порфировых штоков. Внутренние части штоков оруденения обычно не несут. Для рудных концентраций, окружающих штоки, свойственна рудно-метасоматическая зональность: ядро богатых медных руд; внутренняя зона богатых медно-молибденовых ассоциаций и верхняя зона халькопирит-молибденитовых руд. Ядро медных руд совмещается с ортоклазитами и филлизитами, а внешняя – с пропилитами.

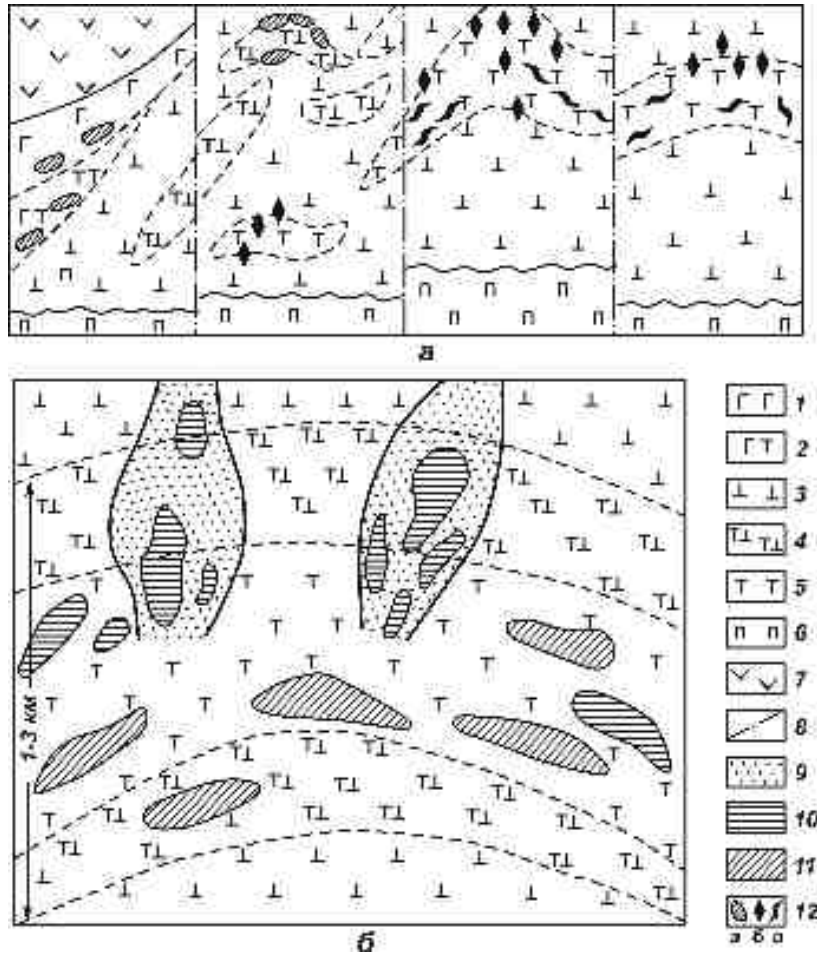


Рис. 2. Геологоструктурные модели рудного района (а) и рудного поля (б) кемпирсайского типа (Комплексные..., 1986).

1 – троктолиты, габбро; 2 – перемежаемость аподунитовых серпентинитов, верлитов, пироксенитов; 3 – апогарцбургитовые серпентиниты; 4 – перемежаемость аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов; 5 – аподунитовые серпентиниты; 6 – несерпентинизированные ультрабазиты; 7 – вмещающие вулканогенно-осадочные породы; 8 – разрывы с интенсивной серпентинизацией; 9 – околорудные серпентиниты; 10 – сплошные и густовкрапленные руды; 11 – средне- и убоговкрапленные руды; 12 – хромитовые руды: а – стратиформные низкохромитистые хромититы; секущие (б) и стратиформные (в) высокохромитистые руды

Структурно-магматические факторы рудообразования свойственны и *магматогенным месторождениям хромитов, медно-никелевых руд*. Например, модели рудного района и рудного поля (рис. 2) отражают главные элементы внутренней структуры рудоносных плутонов базит-гипербазитового состава и характерного концентриче-

ского сложения. Хромитовое оруденение приурочено к определенным зонам таких массивов. Модель рудного поля отражает вертикальную по отношению к рудоносным дунитовым горизонтам зональность и горизонтальную зональность по отношению к сводовым седловидным изгибам дунитовых тел. Сводка физических свойств для главных разновидностей пород и руд позволяет полагать о эффективности грави-, магнито- и сейсморазведки для определения внутренней структуры рудоносных плутонов и для оконтуривания хромитовых рудных полей и месторождений (табл. 2).

Таблица 2

Плотность σ , магнитная восприимчивость α и скорость продольных волн V_P для главных разновидностей пород и руд моделей рудного района и рудного поля кемпирсайского типа [Комплексные..., 1988]

Породы и руды	σ , г/см ³	α , 10 ⁻⁵ си	V_P , км/с
Троктолиты, габбро	2,90–3,10	n·100 – n·1000	5,6–6,5
Пироксениты	3,10–3,20	n·1000	7,2–7,8
Дуниты, верлиты серпентинизированные	2,70–2,90	n·100 – n·1000	5,6–6,2
Апогарцбургитовые серпентиниты	2,45–2,65	n·10 – n·1000	4,35
Аподунитовые серпентиниты	2,40–2,60	n·10 – n·1000	3,84
Несерпентинизированные гипербазиты	3,20–3,30	n·1 – n·10	7,0–8,0
Осадочные породы	2,60–2,70	n·1 – n·10	5,0–6,0
Вулканогенные породы	2,70–3,05	n·10 – n·1000	5,0–6,8
Приразломные серпентиниты	2,40–2,60	n·10 – n·1000	3,0–3,8
Околорудные серпентиниты	2,40–2,60	n·10 – n·10000	3,0–4,0
Сплошные и густовкрапленные руды	3,30–4,40	n·10 – n·200	3,4
Средне и убоговкрапленные руды	2,50–3,0	n·10 – n·100	~3,4

Структурные факторы локализации эндогенного оруденения свойственны магматогенно-гидротермальным и метаморфогенно-гидротермальным золоторудным полям и месторождениям.

На рис. 3 приведена геологоструктурная модель Коммунарковского золоторудного поля в кузнецком Алатау [Коробейников и др., 2006]. Коммунарковское рудное поле рифтогенного типа размещается в крупной рудно-магматической зоне субмеридионального направления длиной 40 км, шириной 6–8 км. Эта зона располагается между двумя крупными батолитами гранитоидов (Солгонским на западе и Улень-Туимским на востоке), имеет сложное складчато-блоковое строение.

Золоторудное поле сложено диабазово-порфиритовой и вулканогенно-осадочной толщами рифея, образующими антиклиналь субмеридионального простирания. Эта главная пликативная структура сложена дополнительными линейными, веерообразными в плане складками с размахом крыльев 500–200 м, а также разломами и зонами трещиноватости продольного, поперечного и диагонального направлений (см. рис. 3). Сочетание этих дорудных рифтогенных разрывов и обеспечило блоковое строение рудного поля. Протяженность продольных и поперечных разрывов достигает десятков километров. Характер перемещений по продольным дизъюнкциям сбросо-сдвиговой, с перемещением отдельных структурных блоков до 2–3 км по вертикали. Они контролировали размещение субпластовых и дайковых тел габбро-диоритов, метасоматитов и золото-кварцевых жил и штокверков. Поперечные разрывы также нередко несут продуктивную минерализацию, но пересекают продольные.

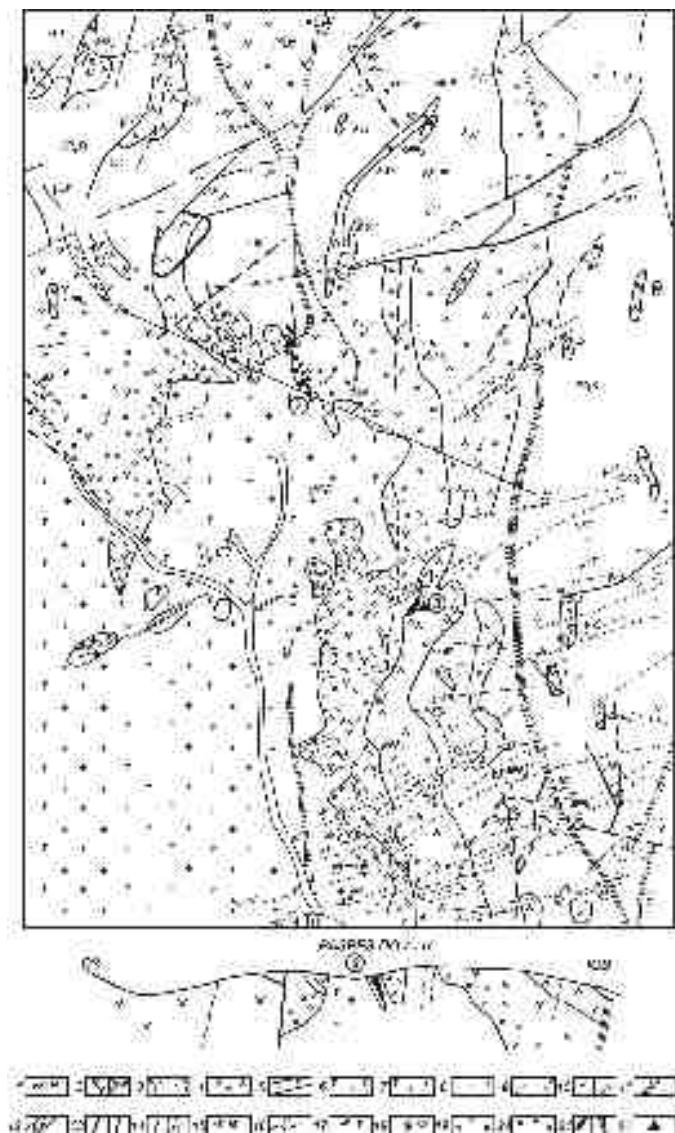


Рис. 3. Схема размещения дайковых и контактно-метасоматических образований в приконтактовом ореоле нижнепалеозойской гранитоидной интрузии (Солгонский массив) Кузнецкого Алатау (Коммунарское рудное поле) (по А. Ф. Коробейникову, Л.Г. Осипову).

1 – верхний протерозой, полуденная свита, PR₃pl; 2 – диабазы, порфириты; аподиабазовые альбит-хлоритовые сланцы; 3 – литокластические туфы основных эффузивов; 4 – габбро-диабазы, габбро-диориты силловых тел, PR₃; 5 – дайки габбро-порфиритов; 6 – диориты, габбро-диориты, сиенито-диориты, гранодиориты Солгонского массива E₃-O; 7 – габбро, горнблендиты метасоматические, E₃-O; 8 – граниты нижнепалеозойского комплекса, E₃-O; 9 – дайки диоритов, диоритовых порфиритов, лампрофиров, E₃-O; 10-дайки аплитов, пегматитов, кварцевых диоритовых порфиритов, ортофиров, E₃-O; 11 – зоны расланцевания пород; 12 – зоны милонитизации и дробления пород; 13 – разрывы прослеженные и предполагаемые; 14 – геологические границы установленные и предполагаемые; 15 – элементы залегания пород; 16 – элементы расланцевания пород; 17 – полосчатость магматических пород; 18 – план-параллельные текстуры пород; 19 – зоны ороговикованных пород; 20 – контактно-метасоматические породы (скарны известковые и послескарновые амфибол-карбонат-хлоритовые метасоматиты); 21 – скарново-магнетитовые линзы; 22 – золотоносные скарново-магнетитовые тела: 1-Северная линза, 2 – Южная линза, 3 – Девятая линза

В пределах рудного поля развита мелкая тектоническая трещиноватость, определившая основную роль в локализации штокверкового золотокварцевого оруденения. И жильные и штокверковые руды, развитые в актинолитизированных, пропилилизированных, березитизированных габбро-диоритах, диабазах, порфиритах, сланцах, кроме золота несут промышленно интересные концентрации Pt и Pd до 1,1–3,8 г/т. Специальное исследование мелкой трещиноватости показало, что она оказалась контролирующей для внедрения даек, гидротермальных метасоматитов и золото-кварцевых жильно-штокверковых руд (рис. 3, 4). При этом в эффузивно-осадочных

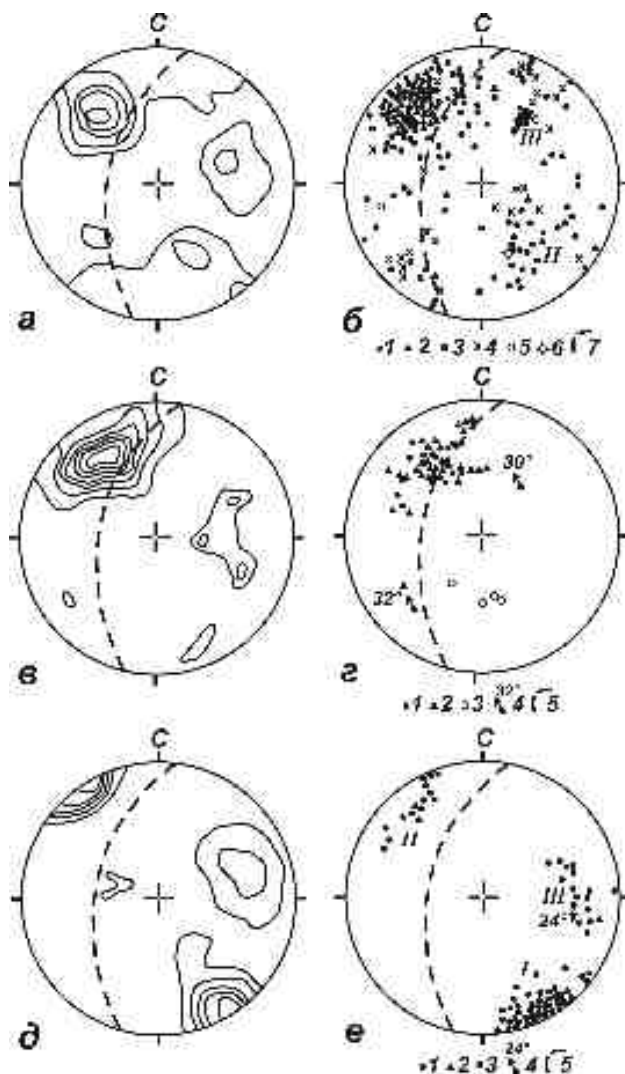


Рис.4. Диаграммы ориентировки трещин и гидротермальных жилков рудного поля «Коммунар».

a – диаграмма трещиноватости амфиболизированных габбро-диоритов Подлунного гольца (270 замеров трещин, изолинии проведены через 3-6-9-12-15%); *б* – диаграмма ориентировки гидротермальных жилков Подлунного штокверка: 1 – золото-кварцевые, 2 – актинолитовые, кварцево-актинолитовые, 3 – кварцево-адьбитовые, 4 – кварцево-карбонатные, 5 – кварцево-эпидотовые послерудные, 6 – дайки березитизированных диорит-порфиритов, 7 – элементы залегания тела габбро-диоритов Подлунного гольца; *в* – диаграмма трещиноватости порфиroidных габбро-диоритов Седьмой аномалии (Южно-Подлунный участок) (196 замеров трещин, изолинии через 2-4-6-8-10-12-14%); *г* – диаграмма ориентировки гидротермальных жилков штокверка Седьмой аномалии: 1 – кварцево-золоторудные, 2 – актинолитовые и магнетит-актинолитовые, 3 – кварцево-альбит-актинолитовые, 4 – штрихи скольжения, 5 – элементы залегания линейного тела порфиroidных габбро-диоритов; *д* – диаграмма трещиноватости порфиroidных габбро-диоритов Федоровской зоны (160 замеров трещин, изолинии через 3-6-9-12-15%); *е* – диаграмма ориентировки гидротермальных жилков штокверка Федоровской зоны: 1 – золото-кварцевые, золото-кварц-пирротинные, 2 – актинолитовые, кварцево-актинолитовые; 3 – кварцево-альбитовые;

4 – штрихи скольжения на плоскостях трещин и жилков; 5 – элементы залегания тела порфиroidных габбро-диоритов

толщах господствуют две продольные системы трещин скалывания (аз. пад. 35–70°, $\angle 20-40^\circ$ и 80–120°, $\angle 50-80^\circ$) и одна или две поперечные (аз. пад. 310–350°, $\angle 50-70^\circ$ и 140–170°, $\angle 50-70^\circ$). Трещиноватость пород субпослойных и дайковых тел габбро-диоритов, соподчиненных складчатости, не отличается от таковой вмещающих тер-

ригенно-вулканогенных пород: I аз. пад. 280–350°, ∠50–80° и II 140–180°, ∠45–85° – отрыва и III аз. пад. 60–90°, ∠45–50°, IV 220–225°, ∠55–70 – скола. Они отражают собой проявление господствующей соскладчатой деформации и рифтогенеза. В Солгонском гранодиоритовом интрузиве (С₃–0) проявились прототектонические и тектонические системы трещин: две диагональные по отношению к трахитоидности (аз. пад. трахитоидности 170°, ∠50°; прототектонических трещин аз. пад 90°, ∠70–80° и 276°, ∠80–82° и четыре поперечных и косесекущих тектонических аз. пад. 18–20°, ∠70–75°, 325–330°, ∠75°, 170°, ∠50°, 210–215°, ∠55–60°). Здесь сформировались лишь единичные золотоносные кварцевые жилы Усть-Сактычульская, Мало-Березовская и др. Главные жильные и штокверковые руды контролировались трещиноватостью в габбро-диоритах, скарново-магнетитовых линзах и во вмещающих диабазовых порфиритах (см. рис. 4). Доказано, что золоторудная минерализация контролировалась наиболее выраженными системами трещин в породах.

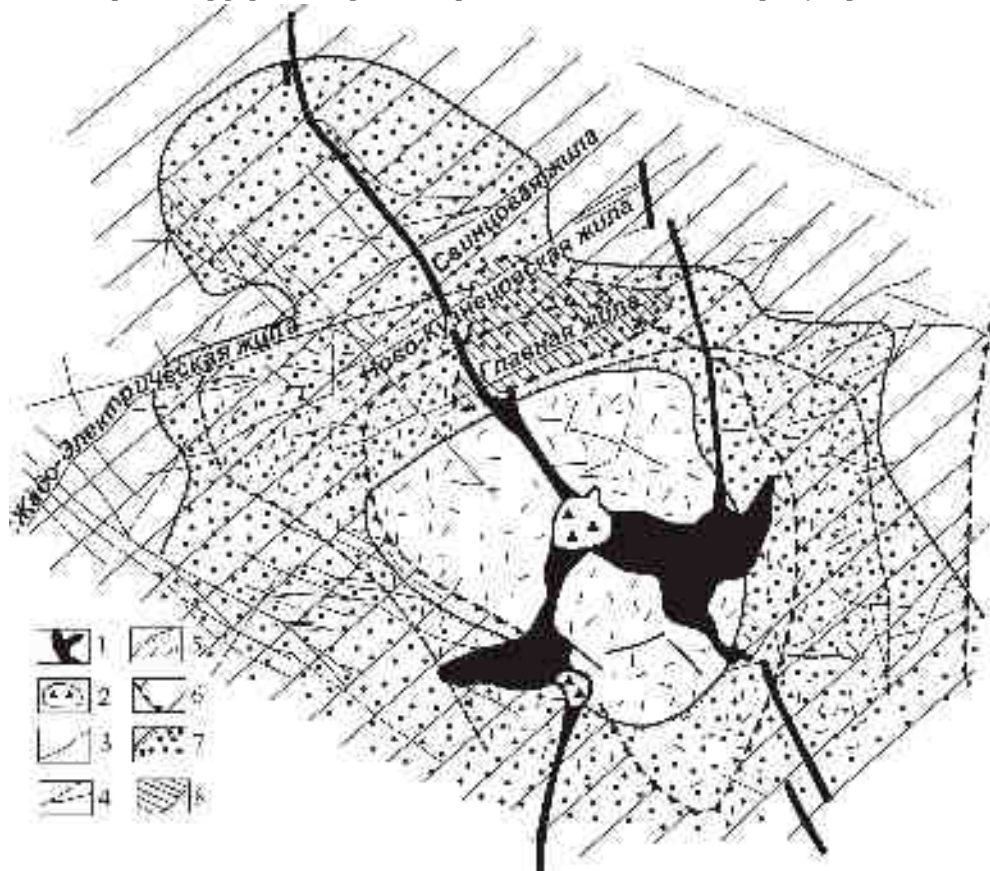
Своеобразные *очагово-купольные золотоносные структуры* возникли в регионах Забайкалья и Приморья при проявлениях рифтогенеза [Спиридонов и др., 2006]. На рис. 5 показана геологоструктурная модель Дарасунской очагово-купольной структуры. Она разделена линейными разломами на отдельные блоки, испытавшие вертикальные и горизонтальные перемещения. Кольцевое строение структуры подчеркивается дуговыми разрывами, оконтуривающими структуры более высоких порядков. Диаметр их от 3 до 17 км. Мелкие структуры расположены кольцом по периферии Дарасунской очагово-купольной структуры. Она включает вулканические центры с жерловыми, субвулканическими, покровными магматитами и рудно-метасоматические комплексы. Характерно зонально-концентрическое ее внутреннее строение. Габброиды и гипербазиты PZ₁ расположены в центре; породы гранодиоритовой интрузии крестовского комплекса PZ₂, лейкограниты и сиениты олёкминского комплекса PZ₃–MZ₁ формируют радиально-концентрические пояса; интрузии гранодиоритов, гранитов амананского комплекса T₁ расположены кольцом по периферии общей Дарасунской системы, а субщелочные лейкограниты T–J₁ нерчуганского комплекса находятся в западной части площади. Останцы кристаллических сланцев PR₂–PZ₁ сохранились во внешней зоне очагово-купольной структуры.

Дарасунский рудный узел расположен в центральной части структуры и контролировался Теремкинско-Дарасунской вулканокупольной структурой, сложенной кольцевыми структурами и Теремкинским грабеном. Здесь находятся Дарасунское, Теремкинское, Талатуйское месторождения. Через центральную часть рудного узла проходят три разлома северо-восточного простирания: Карпатский, Жарчихинский, Теремкинский. В лежачем боку Теремкинского разлома локализовано Теремкинское месторождение. На западном фланге Дарасунского рудного узла за Жарчихинским разломом расположено Талатуйское золоторудное поле.

Золоторудное оруденение Дарасунского рудного поля представлено кварцевыми жилами, минерализованными зонами дробления, прожилковыми зонами. Особенности морфологии рудных тел определились разрывами, дайками гранодиорит- и гранит-порфиоров, фельзитов, плагиопорфиоров и особенностями вмещающей среды. Протяженность кварцевых жил по простиранию 10–300 м до 2–2,5 км, по падению до 1–1,5 км. Жилы сложного строения, имеют много апофиз. Мощность жил 1–2 м, в среднем 0,1–0,3 м, а вместе с вкрапленно-сульфидными зальбандами составляет 0,6–1,5 м. Минерализованные зоны дробления приурочены к субширотным разрывам и представлены полосами милонитов с вкрапленностью кварца и сульфидов. Прожилковые зоны развиты преимущественно в гранитах в зонах интенсивной трещиноватости. Рудные столбы по ширине составляют 50 м, по падению – 200 м. Протяженность

наиболее выдержанных жил от 200 до 800 м. Околорудные породы представлены березитами, пропилитами, листовенитами. Продуктивные жилы сопровождаются березитами-лиственнитами.

Рис. 5. Схема концентрически-зонального размещения минеральных ассоциаций на Дарасунском рудном поле (по Тимофеевскому Д.А., 1972):
1 – плагиогранит-порфиры; 2 – брекчии взрыва; 3 – золотоносные кварц-сульфидные жилы; 4 – раз-



рывные нарушения; контуры распространения минеральных ассоциаций: 5 – кварц-турмалиновой; 6 – пирит-арсенопиритовой; 7 – галенит-сфалеритовой; 8 – кварц-сульфоантимонитовой. Штрихи контурных линий направлены в сторону развития минеральных ассоциаций

На Дарасунском месторождении рудные жилы локализируются в каркасной интрузии плагиопорфиров и вокруг нее. Минеральные ассоциации образовали относительно интрузий концентрическую зональность (рис. 6, а). В центре преобладает кварц-турмалиновая ассоциация. В удаленных зонах проявилась пирит-арсенопиритовая, а повсеместно – галенит-сфалеритовая, образующая ореол вокруг интрузии. Концентрически зональное размещение относительно интрузива имеют и геохимические поля Cu, Pb, Au, Ag, а также изотермы, отстроенные по температурам гомогенизации газожидких включений в минералах жил и березитов-лиственитов (рис. 6, б).

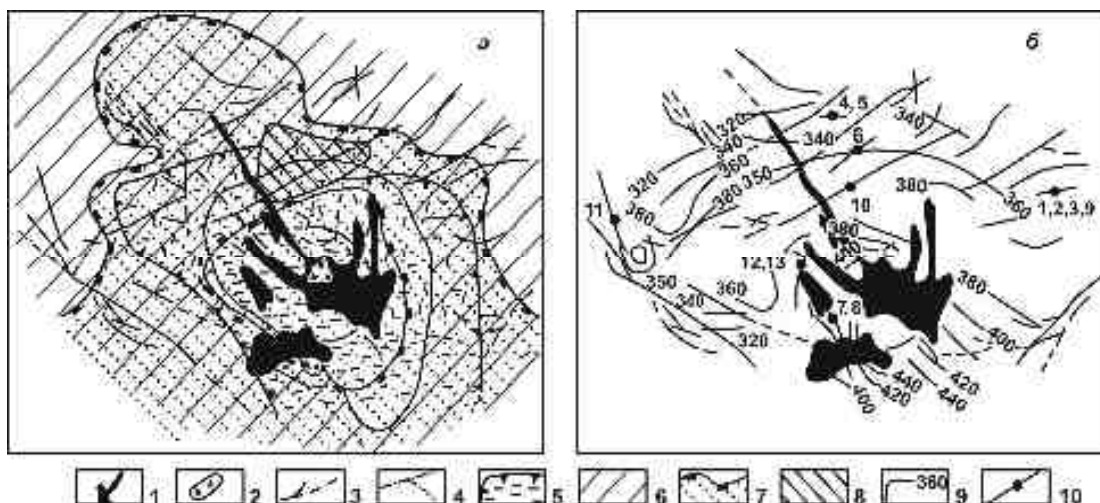


Рис. 6. Схема минеральной (а) и температурной (б) зональности Дарасунского месторождения (а – по Д.А. Тимофеевскому, 1972; б – по Ю.В. Ляхову, 1975):

1 – тела Дарасунской каркасной интрузии гранодиорит-порфиров; 2 – explosive breccias; 3 – золотоносные кварц-сульфидные жилы; 4 – тектонические нарушения; 5-8 – контуры преимущественного распространения минеральных ассоциаций: 5 – кварц-турмалиновой, 6 – пирит-арсенопиритовой, 7 – галенит-сфалеритовой, 8 – кварц-сульфоантимонитовой; 9 – изотермы, град; 10 – точки опробования (данные авторов)

Модели золоторудных районов, полей и месторождений Западной Калбы. С углеродистыми толщами складчатых поясов фанерозоя пространственно совмещены крупнейшие месторождения золота и комплексные золото-платиновые проявления [Коробейников, 1999; Коробейников, Масленников, 1994]. В пределах черносланцевых толщ карбона Западной Калбы распространены объекты жильного, штокверкового, прожилково-вкрапленного типов. Здесь установлено 18 золоторудных полей, из них самое крупное Бакырчикское рудное поле и месторождение (рис. 7, 8).

В герцинской металлогенической зоне Северо-Восточного Казахстана все золоторудные поля объединены в три структурно-морфологические группы:

- 1) рудные поля с жильно-кварцевым и штокверковым типом золотого оруденения в интрузивных, вулканогенных и осадочных толщах карбона;
- 2) рудные поля – минерализованные золото-сульфидные зоны в углеродистых (1–5,6% Сорг) толщах карбона;
- 3) рудные поля комбинированного типа, включающие золото-кварцевые жилы и штокверки, а также прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые зоны в черносланцевых толщах и интрузивах.

Руды всех типов золоторудных полей и месторождений рассматриваются автором как единый ряд кварцево-золото-сульфидно-березитовой рудной формации. Рудные поля с золото-кварцевыми жилами со свободным золотом пробы 900-940‰ залегают в березитах-лиственитах разрывов II порядка. Вмещающими породами оказались песчаники, конгломераты, алевролиты, эффузивы андезитового ряда и габбро-диориты, плагиограниты (рис. 7).

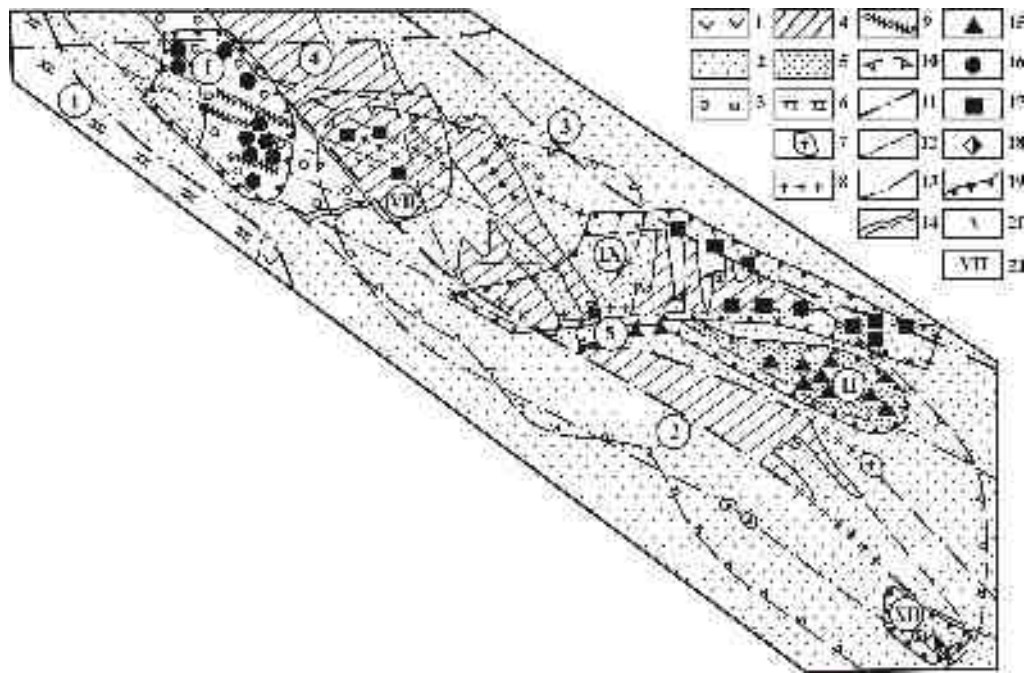


Рис. 7. Геологоструктурная модель Эспе–Бакырчикского золоторудного района.

Терригенно-вулканогенные формация: 1 – эффузивы базальт-андезит-молассовой формации; 2 – углеродистые песчано-сланцевые отложения верхней части разреза прибрежно-морской молассовой формации; 3 – песчано-конгломератовые отложения той же формации; 4 – углеродистые песчано-сланцевые отложения верхней части разреза морской флишеидной формации; 5 – песчанниковые отложения той же формации; 6 – карбонатно-кремнисто-диабазовая формация. Интрузивы: 7-8 – габбро-плаггиогранитовой формации (C_3): штоки (7), дайки (8); 9 – дайки диабазов, долеритов триасового (?) возраста; 10 – скрытые на глубине 0,5–3,5 км интрузивы; 11-13 – разрывы: региональные (11), крупные (12), прочие (13); 14 – границы несогласий; 15-18 – рудные формации: золото-кварцевая нижних частей рудно-метасоматической колонны (15); то же, верхних её частей (16); золото-углеродисто-сульфидная (17)(крупные месторождения – а, прочие объекты – б); золото-березитовая (18); 19 – границы рудных полей; 20 – рудоконтролирующие разрывы; 21 – номера рудных полей

Они залегают на интервалах 0–6 км от контактов гранитоидов кунушского комплекса (C_3-P_1). Месторождения удалены от региональных разломов на расстояние 0–8 км. Рудовмещающие трещины для всех кварцевых жил относятся к оперяющим структурам разрывов II порядка. Эти разрывы в структурно-формационных зонах образуют поперечно-диагонально-клавишные рудоносные структуры. Жилы располагаются в наложенных компенсационных синклиналиях I порядка с размахом крыльев 4–7 км. Часть рудных полей такого типа размещаются вблизи контактов черносланцевых толщ со штоками, дайками габбро-плаггиогранитов. Продуктивная минерализация в них представлена золото-полиметаллическисульфидной ассоциацией. Околожильные метасоматиты мощностью 1–5 м несут лишь убогое золотое оруденение. Другие поля с кварцево-золоторудными жилами располагаются над интрузивами или в боках интрузивов среди углеродистых терригенных пород на расстоянии 2–6 км от контактов. Продуктивность жил связана с ранней золото-пирит-арсенопиритовой и поздней золото-полиметаллическисульфидной минерализациями.



Рис. 8. Схема структурной и рудно-формационной зональности Эспе-Бакырчикского рудного района (по А.Ф. Коробейникову, В.В.Масленникову).

1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты, сланцы; 4 – кремнистые породы, яшмоиды, песчаники, алевролиты; 5 – скрытые на глубине интрузивы гранитоидов C₃; 6 – штоки габбро-плагиогранитной формации (C₃-P₁); 7 – дайки той же формации; 8 – дайки порфиров, альбитофиров, лампрофиров; 9 – антиклинали II порядка; 10 – то же, синклинали; 11 – антиклинали III порядка; 12 – участки сложной складчатости; 13 – зоны региональных разломов; 14 – разломы I порядка; 15 – разломы II, III порядков; 16 – зоны золотоносных березитов; 17 – простые одиночные золото-кварцевые жилы; 18 – то же, сложноветвящиеся; 19 – зоны прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации; 20 – границы между осадочными и вулканогенными формациями; 21 – границы кровли скрытых гранитоидных интрузивов; 22 – древняя эрозионная поверхность на период рудообразования.

Рудные поля: I – Эспе, II – Алайгыр, VII – Костобе, IX – Бакырчик-Большевик, XII – Акжал, XI – Кара-Чоке

В рудных полях золото-кварцевых, золото-кварц-карбонатных штокверков, приуроченных к разрывам I–II порядка среди терригенных, интрузивных пород, руды представлены кварцем, карбонатами, пиритом, арсенопиритом, пирротинном, герсдорфитом, бурнонитом, блеклой рудой, борнитом или халькопиритом, сфалеритом, галенитом, антимонитом, золотом.

В других рудных полях руды представлены зонами вкрапленной, прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализаций в листовенизированных углероди-

стых сланцах, в габбро-диоритах. В черносланцевых толщах зоны лиственизированных пород достигают размеров до 3–8 км по простиранию и до 0,3–0,6 км по мощности. В других случаях они не превышают первых сотен метров по простиранию и первых метров – десятков метров по мощности. Минерализованные золото-сульфидные зоны локализовались в виде цепочек отдельных месторождений в зонах крупных разломов.

Комбинированный тип золоторудных полей представлен зонами золотоносных березитов-лиственитов и золото-кварцевых жил, штокверков в углеродистых терригенных и интрузивных габбро-диоритах. Золотоносные березиты формировались в апикальных и эндоконтактовых частях штоков диоритового состава. Они несут вкрапленность золотоносного пирита (до 5–7 об.%) и арсенопирита. Золотоносные кварцевые жилы с золото-полиметаллически-сульфидной минерализацией размещаются в верхних частях наклонных зон березитов, рассекая тела березитов.

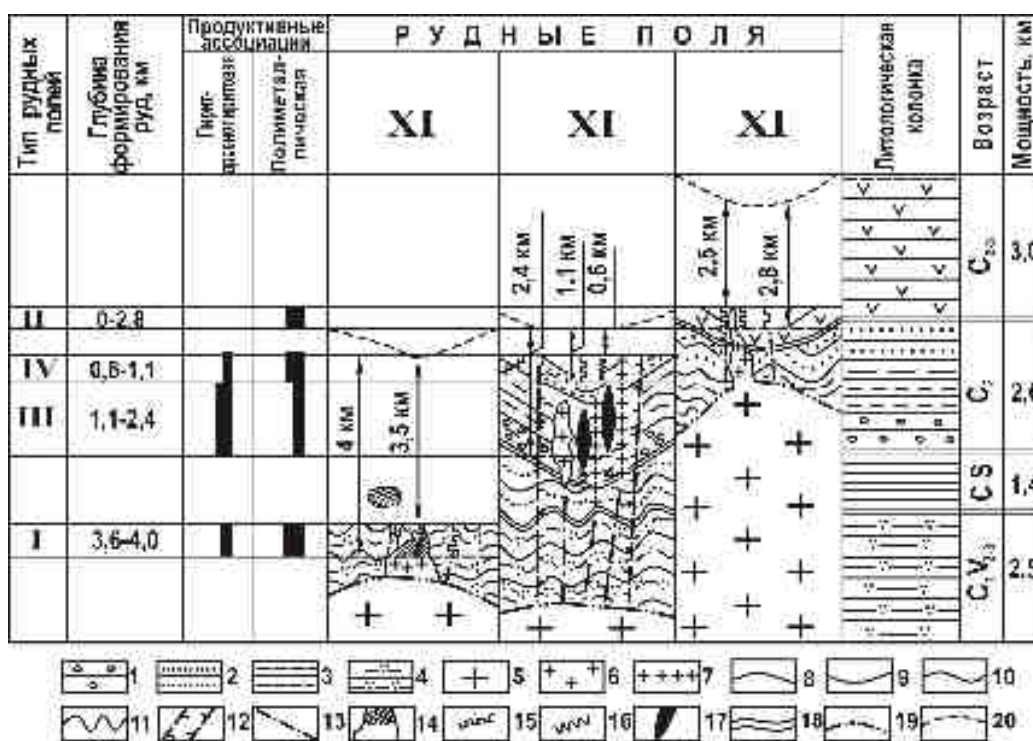


Рис. 9. Схема структурной и рудно-формационной зональности

Акжал-Бокон-Васильевского рудного района (по А.Ф. Коробейникову, В.В. Масленникову).
 1 – конгломераты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты, аргиллиты, сланцы; 4 – кремнистые породы, яшмоиды, песчаники, алевролиты; 5 – скрытые на глубине интрузивы гранитоидов C₃; 6 – штоки габбро-плагиигранитовой формации (C₃); 7 – дайки той же формации; 8 – антиклинали II порядка; 9 – то же, синклинали; 10 – антиклинали III порядка; 11 – участки сложной складчатости; 12 – зоны региональных разломов; 13 – разломы II, III порядков; 14 – зоны золотоносных березитов; 15 – простые одиночные золото-кварцевые жилы; 16 – то же, сложноветвящиеся; 17 – зоны прожилково-вкрапленной золото-пирит-арсенопиритовой минерализации; 18 – границы между осадочными и вулканогенными формациями; 19 – границы кровли скрытых гранитоидных интрузивов; 20 – древняя эрозионная поверхность на период рудообразования

На месторождении Бакырчик в нижней части рудно-метасоматической колонны в зоне смятия уникальное по запасам золота рудное тело сформировалось на участке раздува (до 250 м) рудовмещающей субширотной зоны смятия. Эта зона пересечена северо-восточным и северо-западным разрывами. В результате участок лиственитизированных сланцев, алевролитов приобрел характерные треугольные очертания в плане. Здесь дорудные дайки габбро-плагиигранитной формации умеренно кислого и среднего состава ограничивают рудовмещающую зону и располагаются как в лежащем, так и висячем боках. Разрывы и дайки висячего бока играли роль жесткого экрана. Все это создало уникальные условия для формирования крупного рудного объекта.

Итак, морфологический тип золотого оруденения определяется следующим: в существенно песчаниковых, гравийно-конгломератовых горизонтах и эффузивах формировался исключительно кварцево-жильный тип. В существенно сланцевых углеродистых толщах – зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации среди лиственитов и окварцованных пород. В эндоконтактах габбро-диоритов, диоритов, плагиигранитов возникали зоны вкрапленной золото-сульфидной минерализации в березитах. Закономерное размещение в пространстве различных типов руд, месторождений обеспечило проявление рудно-метасоматической зональности в регионе (см. рис.9). Вертикальная зональность выразилась в закономерном расположении вкрапленных, штокверковых и жильных типов золотых руд в рудно-метасоматической колонне, развитой в борту Чарского офиолитового пояса. Все типы руд формировались в определенных фациях метасоматитов на фоне установленной низкой золотоносности рудовмещающих углеродистых пород (2–4 мг/т Au).

3. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ [ПО БУЛКИНУ, НЕЖЕНСКОМУ, 1991]

Основной единицей металлогенического моделирования является структурно-формационная зона. При выделении металлогенических провинций и поясов преобладают структурные признаки, при моделировании рудных полей, месторождений основную роль играют породы, минералы, минеральные и породные парагенезисы, метасоматиты. Для типизации структурно-металлогенических зон существенны и структурные и вещественные признаки. Структурно-формационная зона – это зона распространения закономерного ряда геологических формаций (или структурно-вещественного комплекса), возникшего на определенной стадии развития земной коры. При структурно-вещественном моделировании ограничиваются границами-линиями ярусов, свит: согласных стратифицированных осадочных, вулканогенно-осадочных структурно-формационных комплексов; секущих плутоногенных и вулканогенно-плутоногенных комплексов; метаморфогенных образований; кор выветривания.

Среди структурно-металлогенических зон выделяются кремнисто-сланцевые, сланцевые, кремнисто-сланцево-карбонатные, терригенно-карбонатные, терригенные, сульфатно-карбонатные, галогенные. По составу вулканических формаций – мафические, мафически-салические, салические. Плутоногенные комплексы по вещественному составу подразделяются на ультрамафические, мафические, мафическо-салические, салические и фойдитовые.

Среди структурно-металлогенических зон метаморфического типа выделяются зоны гранулитовой и амфиболитовой фаций и диафторитов по гранулитам, диафторитов по зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой фаций и зоны развития ультраметаморфических комплексов. Выделяют рифтогенные, орогенные, зоны тектономагматической активизации.

Описание моделей производится по следующей схеме.

1. Приводятся характерные геологические формации, их диагностические признаки, рудные формации как их производные (в скобках). Указывается масштаб их проявления и характер связи с геологическими формациями, их удельная рудоносность (t/km^2), глубина ее подсчета (м) и соответствующие металлы.

2. Указывается характерная структурная позиция данного типа структурно-металлогенической зоны.

3. Приводятся дополнительные характеристики, важные для диагностики данного типа зоны и рудных районов, рудных полей.

4. Выделяются рудные поля относительно гранитоидных массивов:

- 1) Рудные поля над слепыми куполами гранитоидных массивов. Характеризуются наличием высокотемпературных зон (W, Au, Fe, As), развитием мощных штокверков, относительно низкими содержаниями, но крупными ресурсами золота.
- 2) Рудные поля между двумя гранитными батолитами. Отличаются развитием среднетемпературных зон Au, Zn, Pb. Рудные тела – протяженные субогласные минерализованные зоны. Ресурсы рудных полей, месторождений средние.
- 3) Рудные поля в удаленном экзоконтакте гранитоидных массивов. Рудные тела характеризуются минерализацией поздних низкотемпературных зон Au, Sb. Они представлены единичными минерализованными зонами малой и средней протяженности и кварцевыми жилами и прожилками. Ресурсы золота небольшие.

В отличие от эволюционного моделирования структурно-металлогенических зон, при структурно-вещественном моделировании производят разделение единых структур-поднятий, прогибов, средних массивов на их составляющие: зоны первичных вулканогенно-осадочных образований; секущие вулканогенно-плутоногенные образования; метаморфогенные образования и наложенные коры выветривания. В результате выделяются следующие группы структурно-минерагенических зон: согласных стратифицированных осадочных и вулканогенно-осадочных структурно-формационных комплексов; секущих плутоногенных и вулканогенно-плутоногенных комплексов; метаморфогенных образований и кор выветривания.

Модели таких зон характеризуются ассоциациями, парагенезисами геологических и рудных формаций. Парагенезис рудных формаций выступает основным диагностическим признаком. Структурная позиция служит дополнительным диагностическим инструментом, нередко неоднозначным, поскольку оказывается неясной природа образования структуры. При характеристике моделей минерагенических зон для каждой геологической формации или нескольких формаций указываются связанные с ними генетически или пространственно рудные формации. Набор таких формаций входит в модель рудного района, а рудный район в свою очередь содержит вещественные характеристики моделей рудных полей. При этом тип рудной формации предопределяет локальную структурную позицию рудного поля, взаимоотношения рудогенерирующих и вмещающих формаций, тип сопровождающего метасоматоза, морфологию рудных тел, масштаб ожидаемой рудоносности, технологические особенности руд.

Можно различать следующие конкретные типы моделей рудных полей.

1. Редкометалльные пегматитовые с W, Sn, Nb, Ta, Li и др. Оруденение приурочено к пегматитовым жилам. Характеризуется крупнозернистым типом руд с богатыми содержаниями и малыми ресурсами-запасами полезных компонентов. Пегматиты развиваются среди интрузий, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев.

2. Редкометалльные апогранитовые. Руды Be, Sn, Li, Nb, Ta размещаются в апикальной части гранитных массивов среди микроклин-альбитовых, мусковитовых метасоматитов-апогранитов. Рудоносные апограниты образуют согласные с контактами интрузивов куполовидные залежи. Максимальные содержания рудных компонентов характерны для верхней эндоконтактной зоны.

3. Редкометалльные грейзеновые W, Sn, Bi, Mo, Be, Li. Руды кварцевожильного типа располагаются в эндо- и экзоконтактах гранитных массивов в зонах интенсивной грейзенизации пород. Расположение жил и штокверков связано с морфологией гранитных куполов и с региональными разрывами. Штокверки крупных размеров располагаются над слепыми куполами гранитов. Обособляются три типа рудных полей: в эродированных гранитных массивах, в эндо- и экзоконтактных зонах интрузивов и в надкупольных частях интрузивов.

4. Редкометалльные Mo, W кварц-полевошпатовые и гумбеитовые, березитовые. Рудные поля сформированы субвертикальными штокверками над куполами гранитоидов. Содержания металлов убогие, но ресурсы и запасы их соответствуют крупным и уникальным рудным объектам.

Для золоторудных объектов в черносланцевых толщах нередко проявляется рудная зональность типа шеелит, золото → пирит, золото → арсенопирит, золото → сульфиды, золото → сульфосоли, антимонит, золото. По взаимоотношениям гранитоидных интрузивов и вмещающих оруденение черносланцевых толщ и выделяются рудные поля.

Минерагенические модели объектов увязываются с геотектоническими обстановками рудообразования. Образование геологических формаций различного типа рассматривается с позиций геосинклинальной теории или концепции тектоники литосферных плит. Основные тектонические обстановки в последнем случае определяются как главные типы границ плит: рифт, зоны субдукции океанического дна, зоны столкновения континент–континент или континент–островная дуга, трансформный разлом, внутриконтинентальные и внутриокеанические границы. Металлогенические и геодинамические модели увязывают ряды геологических формаций, выделенных при использовании той или иной концепции.

Авторами книги использованы геодинамические модели структурно-металлогенических зон А.Митчела, М. Гарсона:

- 1) внутриконтинентальные рифты и авлакогены;
- 2) пассивные континентальные окраины и внутриконтинентальные бассейны;
- 3) океанические условия;
- 4) зоны субдукции;
- 5) условия столкновения континентов;
- 6) трансформные разломы и континенты в континентальной коре.

Отраслевое металлогеническое моделирование, то есть моделирование объектов прогноза и поисков на формационный или геолого-промышленный тип месторождений полезных ископаемых входят в прогнозно-поисковые комплексы. Модели прогнозно-поисковых комплексов служат технологической схемой реализации геологоразведочного процесса на определенной стадии геологоразведочных работ.

Кроме того, в работе Г.А.Булкина и И.И.Неженского [1991] разработаны модели миграции химических элементов, модели распределения запасов руд с различными содержаниями полезных компонентов, геолого-экономические модели распределения запасов руд. При детальном исследовании тех или иных проблем геологического моделирования по данной тематике рекомендуется использовать данную книгу, в которой рассматриваются теоретические основы различных типов геологических моделей для количественного прогнозирования минерального сырья.

4. СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Статистические модели являются разновидностями и геологоструктурных и геологогенетических моделей – геологоструктурных, рудноформационных, геохимических, геофизических, петрофизических, прогнозно-поисковых, геолого-промышленных, комплексных и многофакторных. Статистическая модель по сравнению с качественным вариантом геологоструктурной модели обладает большей точностью при описании количественных характеристик и различных вариаций особенностей моделируемого объекта – рудного района, рудного поля, месторождения и рудного тела. Статистические модели позволяют осуществлять предсказания вероятных пределов колебаний параметров моделируемого объекта и возможных его состояний, которые даже не наблюдались в эталонной выборке. Простейшим случаем таких предсказаний является оценка вероятности проявления тех или иных рудных или рудоконтролирующих тел или их свойств. Статистическая модель позволяет производить количественные расчеты при оценке информативности критериев прогнозирования, при выборе комплекса геологических, геофизических и геохимических методов, оптимальных параметров сетей наблюдений при их применении.

Статистические модели включают следующие характеристики [Прогнозно-металлогенические..., 1988]:

1) средние значения \bar{x} и стандартное отклонение σ для характеристик, распределение которых не противоречит нормальному закону;

2) средние геометрические \bar{x} и стандартные отклонения ε для характеристик с логнормальным распределением; к этой группе характеристик относятся все показатели размеров, объемов, содержаний компонентов; иногда при логнормальных распределениях вместо \bar{x} и ε удобнее пользоваться средним значением логарифмов $\overline{\ln x}$ и стандартным отклонением от логарифма $\sigma \overline{\ln x}$. Между этими величинами существуют простые соотношения: $\overline{\ln x} = \ln(\bar{x})$; $\sigma \overline{\ln x} = \ln \varepsilon$;

3) для характеристик, к которым не удается подобрать закон распределения, приводятся только средние; такими характеристиками в некоторых случаях являются процентные значения площади, занятые различными горными породами;

4) вероятность присутствия признаков; оценкой их являются отношения части объектов (рудных полей, месторождений, рудных тел), на которых данный признак наблюдался, к общему числу объектов, входящих в эталонную выборку; доверительные границы для этих величин определяются по статистическим таблицам или номограммам;

5) координаты корреляций между признаками;

6) вероятности зональных переходов P^c/d , характеризующих метасоматическую или геохимическую зональность; оценкой P^c/d является отношение числа месторождений, на которых некоторая, типичная для данного типа месторождений метасоматическая или геохимическая зональность сменяется по направлению от центра к периферии объекта зоной d , к общему числу месторождений, на которых наблюдается зона c ; в матрице вероятностей зональных переходов слева по вертикали располагаются зоны, рассматриваемые как c_i , вверху по горизонтали – $d_j (j \neq i)$; таким образом, каждая строка матрицы характеризует для некоторой зоны вероятности ее перехода в любую из зон d_j .

Примером может служить статистическая модель месторождения медно-молибден-порфировой формации (см. табл. 3–5), составленная по выборке из 44 ме-

сторожений различных регионов мира [Глубинное..., 1981]. Оценка вероятности признаков в модели (табл.3) и коэффициентов корреляции между ними (табл. 4) позволяют производить количественную оценку их информативности применительно к той или иной конкретной площади, а также количественно оценивать степень перспективности потенциальных рудных полей и месторождений.

Матрица вероятностей зональных переходов (табл.5) характеризует возможные варианты зональности продуктивных метасоматитов: каждая строка матрицы описывает для некоторой зоны вероятности ее перехода в любую из остальных. На основании такой статистической модели на одном из погребенных медно-молибден-порфировых месторождений была количественно оценена вероятность наличия на глубине кварц-калишпатовой зоны, что позволило предсказать значительно больший вертикальный размах оруденения, чем предполагалось ранее.

Таблица 3

Статистические характеристики геологических признаков
молибден-медно-порфировых месторождений

Статистические параметры	Неметрические признаки (n = 44)*					
	Магматические породы					
	Кислые и умеренно кислые		С повышенной щелочностью		Средние и основные	
	I	II	I	II	I	II
	1	2	3	4	5	6
Вероятность присутствия признака	0,58	0,60	0,46	0,35	0,63	0,35
95%-ые доверительные границы для вероятности	0,47–0,69	0,48–0,72	0,31–0,60	0,22–0,48	0,52–0,75	0,25–0,47
	7	8	9	10	11	12
Вероятность присутствия признака	0,65	0,95	0,74	1,0	x = 1,07	x = 0,41
95% доверительные границы для вероятности	0,54–0,76	0,88–0,99	0,63–0,84	0,95–1,0	x = 1,9	x = 2,0

* n – количество эталонных объектов; I – интрузивные породы; II – породы слагающие малые тела, иногда субвулканические; 1,2...12 – номера признаков.

Таблица 4

Матрица коэффициентов между неметрическими признаками

Номера признаков	Номер признака*							
	1	2	3	4	5	6	7	8
2	+0,19							
3	+0,11	+0,06						
4	-0,08	-0,32	+0,18					
5	+0,19	-0,15	-0,02	-0,02				
6	+0,05	-0,08	-0,22	-0,04	-0,27			
7	-0,05	-0,21	-0,07	+0,35	-0,11	-0,18		
8	-0,18	+0,05	-0,24	-0,30	-0,17	+0,16	-0,16	
9	-0,16	-0,13	0	-0,03	+0,18	0	-0,11	-0,13

* номера признаков соответствуют номерам из табл.3; количество наблюдений в выборке 44; пороговое значение коэффициента корреляции при уровне значимости 0,05 составляет $\pm 0,30$.

Матрица вероятностей зональных переходов

Характер метасоматических изменений	Калишпатизация и окварцевание	Окварцевание и серицитизация	Хлоритизация и эпидотизация (пропилитизация)
Калишпатизация и окварцевание	–	0,93 (0,82–0,96)*	0,07 (0,03–0,16)
Окварцевание и серицитизация	0 (0–0,05)	–	0,73 (0,62–0,82)
Хлоритизация и эпидотизация (пропилитизация)	0 (0–0,05)	0 (0–0,05)	–

* В скобках 95%-тные доверительные границы для вероятности.

4.1. Геолого-математические модели

Математическое моделирование используется при изучении свойств, морфологии и строения природных скоплений полезных ископаемых, рудоносных геологических структур и процессов их образования. В качестве математических моделей используются символы и формулы, описывающие количественные взаимосвязи и закономерности распределения изучаемых признаков [Каждан, 1984].

Принципы математического моделирования определяются такими положениями:

- приемлемостью математической модели условиям соответствия ее свойств свойствам (содержанию) объектов моделирования;
- сложностью строения природных скоплений полезных ископаемых и ограниченностью эмпирических данных, препятствующих непосредственному применению детерминированных моделей; для выявления детерминированных составляющих большинство моделей строится на вероятностной основе, поскольку проявление случайной изменчивости изучаемых свойств свидетельствует не об отсутствии геологических закономерностей, а о недостатке знаний на данном этапе изучения недр;
- моделированием не истинных, а наблюдаемых свойств рудных скоплений или изменчивостью их свойств на изученном масштабном уровне их строения.

Наиболее широко используются вероятностные статистические и геостатистические модели, модели типа стационарных случайных функций и их гармонического анализа. В зависимости от выдержанности формы, сложности строения объекта, размеров проб и расстояниями между точками наблюдений экспериментальные данные могут представлять собой совокупности: случайных взаимонезависимых величин; случайных автокоррелированных величин с отчетливо проявленной периодичностью; пространственно взаимосвязанных величин. В первых трех случаях эффективно применение вероятностных моделей с использованием аппарата вариационной статистики случайных величин, теории стационарных случайных функций, гармонического анализа случайных функций или тренд-анализа, R-факторный, дискриминантный, регрессионный методы, нейронные сети переменных. В последнем случае возможно применение детерминированных моделей.

Использование статистических моделей целесообразно, если в наблюдаемой изменчивости признака отсутствует закономерная составляющая, и, следовательно,

геометризация признака в изучаемом объеме недр практически невозможна. Статистические модели полностью абстрагируются от закономерностей пространственного размещения признаков, обеспечивая вероятностную оценку средних значений и характеристик изменчивости изучаемых свойств в пределах всего объема недр, который устанавливается другими независимыми способами.

При изучении одновременно двух и более случайных величин используются статистические модели двумерного, многомерного анализа. Например, оценка коэффициента корреляции ρ двух случайных величин x и y определяется через их ковариацию $C_{Ov}(x, y)$ и стандарты (σ_x, σ_y) : $\rho = \frac{C_{Ov}(x, y)}{\sigma_x \cdot \sigma_y}$, где

$$C_{Ov}(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \mu_x)(y_i - \mu_y)}{n}.$$

Целью геостатистического исследования является оценка средних значений изучаемых свойств полезных ископаемых как функции их пространственной изменчивости в зависимости от геометрии сети наблюдений, проб и оцениваемых блоков. Для этого путем интегрирования точечных вариограмм изучаемых свойств по геометрическим элементам проб просчитываются характеристики наблюдаемой изменчивости. Они учитывают влияние геометрии расположения проб, а с их помощью оцениваются дисперсии и ковариации распространения наблюдаемых значений свойств по пробам на весь подсчетный объем.

Модели типа случайных стационарных функций применяются для изучения автокоррелированных эмпирических данных. Как статистические модели, они основаны на положениях теории вероятности. Такие модели обеспечивают оценку средних характеристик пространственной изменчивости изучаемого признака в зависимости от его геологической природы, густоты поисковой и разведочной сети и геометрии проб. Оценка производится с помощью автокорреляционных или структурных функций, вычисленных по конкретным данным изучаемого признака.

С помощью автокорреляционной функции $K_x \cdot (\bar{h}) = \frac{1}{L-h} \int_0^{L-h} [f(x) - \mu_x][f(x-h) - \mu_x] dx$ выявляется сила связи между наблюдаемыми значениями параметров при различной густоте сети и устанавливаются предельные расстояния распространения этих связей. Здесь L – длина исследуемого поискового или разведочного профиля; h – расстояние между пунктами наблюдений на профиле; $f(x)$ – переменная величина; μ_x – среднее значение переменной величины $f(x)$ в интервале от 0 до L .

Структурные функции $\gamma_x(h) = \frac{1}{L-h} \int_0^{L-h} [f(x+h) - f(x)]^2 dx$ более наглядно характеризуют общий размах, скорость, интенсивность изменений геологического параметра и степени прерывистости оруденения в зависимости от его природных свойств и геометрии проб.

В случае изменчивости наблюдаемых значений геологических параметров, не удовлетворяющих условиям стационарности, рассматриваются характеристики структурных или автокорреляционных функций, усредненных по ряду реализаций, описывающих изученные свойства в среднем в пределах заданного объекта. С помо-

щью такой модели устанавливаются значения и доля неслучайной составляющей изменчивости, а по соотношениям расстояний предельной корреляции для различных направлений рассчитываются показатели анизотропии изучаемого состава. В строении полезных ископаемых выявляются элементы их неоднородности, а характеристики изменчивости изучаемых свойств оцениваются не в заведомо заданных объемах недр, а на том структурном уровне, который выявляется принятой сетью наблюдений.

Модели типа полигармонической случайной используются в условиях проявленной периодичности наблюдаемых признаков, в условиях колебательного процесса. Для количественного описания изменчивости геологического параметра тогда используется понятие спектрального состава случайной функции.

Спектральная плотность дисперсии рассчитывается через автокорреляционную с помощью преобразования Фурье: $S_x(\omega) = \frac{2}{\pi} \int_0^n K_x(h) \cdot C_{os} \cdot \omega h \cdot dh$.

При решении практических задач вследствие дискретности сети наблюдений спектральная плотность дисперсии заменяется линейным спектром амплитуд гармоник различной частоты $\sum_{k=0}^{i=K} d = \sum_{n=0}^{n>K} \frac{1}{2} A \frac{2}{K}$, который показывает, каким образом общая дисперсия признака распределяется между отдельными гармониками. Спектр наблюдений амплитуд записывается в виде случайной полигармонической функции $F(x) = \psi(x) + n(x)$, где $\psi = A_k \cdot C_{os}(\bar{\omega}_k \cdot x + \gamma)$ - неслучайная полигармоническая функция с конечным количеством гармоник K , $n(x)$ - случайная составляющая наблюдаемой изменчивости признака.

При создании моделей аномальных геохимических полей гидротермальных месторождений золота В.Г.Ворошиловым [2007] использованы методы группировки переменных - R-факторный, дискриминантный, регрессивный, нейронные сети и кластер-анализ. В ряде случаев для идентификации строения аномального геохимического поля необходимо применять методы распознавания образов, линейного дискриминантного анализа и искусственных нейронных сетей.

R-метод факторного анализа предполагает вычисление значений факторов путем перемножения факторных коэффициентов на концентрации элементов, нормированные на среднее содержание по выборке. Диапазон колебаний вычисляемых величин по всем выборкам должен быть примерно одинаковым, по средним значениям равным нулю. При вычислении значений факторов используются не нормированные содержания элементов, а их кларки концентраций. Матрица факторных коэффициентов вычисляется на эталонном объекте.

В итоге составления такой модели можно не только визуально оценивать морфологию аномальных геохимических структур пространственно разобщенных объектов, но и количественно оценивать продуктивность каждой геохимической ассоциации в $KK \cdot m^2$. Последняя процедура реализуется в последних компьютерных программах Surfer, ArcView и др. (см. рис. 10).

На примере Таловского колчеданно-полиметаллического месторождения Рудного Алтая показана возможность моделирования системой «Геоскан»: к кластеру №1 отнесены элементы Ag, Pb, Zn, As, в меньшей мере Mn, Cu, Ti. Остальные четыре класса имеют близкий состав спектра, при ведущей роли Ba, Pb или Ag, но меньшую интенсивность геохимических преобразований. Это отражается в значениях функции

SCAN (рис. 10, в). В результате выявлена картина геохимического поля, свидетельствующая о субвертикальной рудоконтролирующей структуре. На пересечении этой структуры с литологически благоприятными горизонтами и приурочены рудные тела. Здесь состав главной рудной ассоциации от нижних тел к верхним меняется в такой последовательности: Pb, Zn, Cu → Pb, Zn, Ba → Ba, Pb, Zn → Ba. As и Ag тяготеют к флангам рудных тел. В целом Ba, Ag, As являются верхнерудными элементами, а ассоциация Co, Ni, Cr, V развита на выклинивании рудных залежей, где находится вкрапленность пирита. Выявленная геохимическая зональность отвечает сепарационно-концентрационной [Ворошилов, 2007]. Отчетливая зональность проявляется в распределении значений коэффициентов относительной концентрации родственных элементов – Co:Ni, Pb:Zn (рис. 10, е). Они фиксируют внешний контур полиметаллического оруденения. Максимальные значения коэффициента Ag·As:Ni·V, равные 5000...300000, рассчитанные в соответствии с рядом вертикальной геохимической зональности, отмечают надрудную часть аномальной структуры (рис. 10, д).

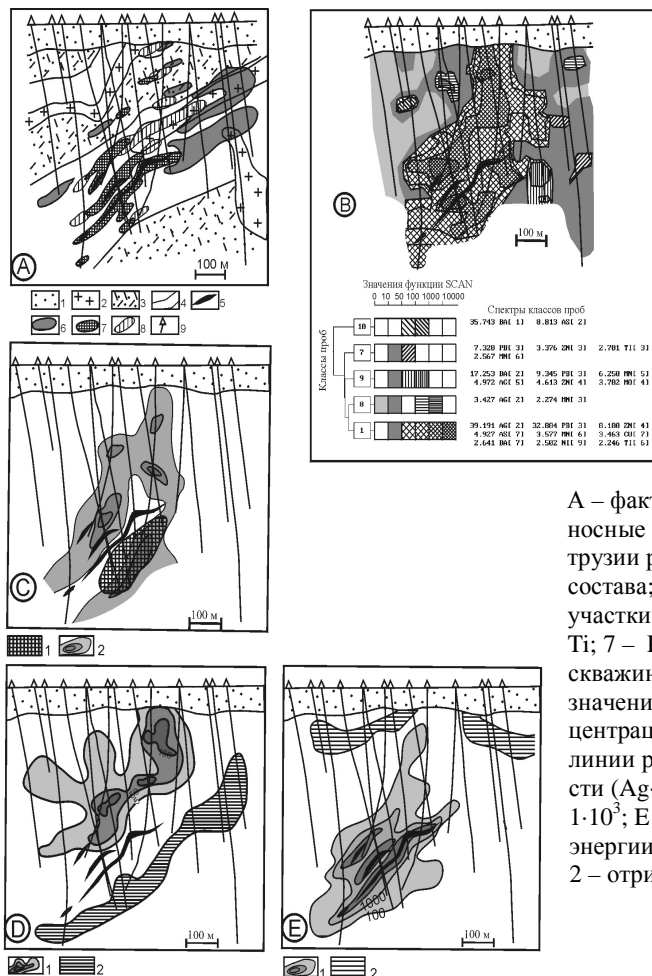


Рис. 10. Структура аномального геохимического поля в разрезе через Таловское полиметаллическое месторождение по данным различных методов

(по В.Г. Ворошилову, 2007).

А – факторный анализ: 1 – рыхлые дальнеприносные отложения; 2 – субвулканические интрузии риолитов; 3 – туфы риолито-дацитового состава; 4 – алевриты; 5 – рудные тела; 6-8 – участки развития ассоциаций: 6 – Co, Ni, Cr, V, Ti; 7 – Pb, Zn, Cu, Ba; 8 – Ag, As; 9 – буровые скважины; В – Геоскан-модель; С – аномалии значений коэффициентов относительной концентрации (ОК): 1 – Co:Ni, 2 – Pb:Zn; D – изолинии распределения коэффициента зональности (Ag·As)/(V·Ni): 1 – более $5 \cdot 10^3$; 2 – менее $1 \cdot 10^3$; E – распределение аномалий показателя энергии рудообразования: 1 – положительных, 2 – отрицательных.

4.2. Геологические модели для прогнозирования с помощью математических методов на ЭВМ

Построение таких моделей происходит в следующие этапы:

- 1) определение объектов прогнозирования и объектов, которые прогнозируются, в том числе и эталонные;
- 2) определение целевых характеристик модели;
- 3) определение характеристик намеченных моделей, описывающих объекты прогнозирования и эталонные объекты; описание объектов этими характеристиками;
- 4) создание формальной модели между характеристиками объектов и целевыми характеристиками [Бекжанов и др., 1987].

В качестве объектов прогнозирования выступают проявления различных полезных ископаемых. При региональном прогнозировании, когда необходимо выделить в пределах изучаемой территории перспективные участки, обычным приемом является деление этой территории на равноплощадные ячейки квадратной формы. Размер элементарных ячеек должен составлять не менее максимально возможных размеров месторождений прогнозируемого типа и меньше максимально возможного расстояния между месторождениями. В контурах таких элементарных ячеек описываются в дальнейшем месторождения, выбранные в качестве эталонных и расположенные как в пределах площади прогнозирования, так и вне неё. В качестве целевых характеристик могут выступать и качественные и количественные характеристики. Качественными могут быть тип месторождения и не месторождения; крупное, среднее, мелкое месторождение или рудопоявление. Набор характеристик моделей, описывающих объекты прогнозирования и эталонные объекты, определяется теми или иными гипотезами рудообразования. Этот этап моделирования не поддается формализации. Общий принцип описаний должен соответствовать условиям для построения достоверных заключений по аналогиям. Система признаков объектов прогноза и эталонных объектов должна включать геологические, геохимические, геофизические характеристики объектов, данные аэрокосмической съемки и глубинных геофизических исследований и т.п.

На первом этапе создания геологических моделей для прогнозирования с помощью математических методов и ЭВМ обычно варьируют с переменными показателями моделей, то есть с теми или иными наборами эталонных объектов, способами выделения объектов прогнозирования и эталонных объектов, способами их описания, способами формального задания соотношений между свойствами объектов и их целевыми характеристиками.

Второй этап моделирования заключается в решении прямых задач с целью проверки и выбора математических моделей, описывающих соотношения между свойствами объектов и их характеристиками.

При проведении среднемасштабного прогнозирования в регионе Рудного Алтая для получения сведений, необходимых для построения модели, каждый геологический планшет разбивался на квадрат 2×2 км. Сведения по эталонным месторождениям собирались на участках таких же размеров и формы с расположением в центре участка. Для каждого месторождения и рудопоявления указывалось его наименование, масштаб (крупное, среднее, мелкое, рудопоявление, точка минерализации), оценка ресурсов и запасов основных полезных компонентов, формационный или

морфологический тип. Затем по каждой ячейке и эталонным объектам собирались сведения по такой же схеме характеристик.

1. Возраст пород в пределах участка – перечислялись все стратиграфические подразделения вплоть до свит.

2. Состав пород участка в соответствии с легендой карты. Для каждой литологической и петрографической разности указывалась степень её распространения в пределах ячейки с использованием точечной палетки.

3. Есть или нет переслаивание литологических разностей пород, если есть – перечислялись переслаивающиеся разности.

4. Есть или нет на поверхности участка литологические типы пород с сильной нарушенностью. Если есть, то указывался тип нарушения – брекчированность, милонитизация, плоччатость, сланцеватость, трещиноватость.

5. Размеры интрузивных и субвулканических тел в пределах участка – крупные интрузивы площадью до сотен кв. км, средние – от 50 до 100 кв. км, мелкие тела – менее 50 кв. км.

6. Соотношение участка к контактам магматических тел в пределах: в центре массива, в эндоконтакте, в экзоконтакте (до 1 км от контакта), в удалении от массива.

7. Характер контакта интрузивных и субвулканических тел в пределах участка – крутой, пологий, извилистый, ровный.

8. Состав магматических тел по легенде карты.

9. Характеристика метасоматических изменений в магматитах – площадные, локальные; для каждого из них указывается минеральный тип.

10. Число даек в пределах участка; площадь, занимаемая ими, в процентах по палетке.

11. Состав даек – диабазы, диориты, кварцевые диориты, гранодиорит-порфиры.

12. Метасоматические изменения в дайках.

13. Характеристика расположения даек в пределах участка: пояса одного направления; пояса разных направлений; единичные тела; разобщенные рои; простирание даек совпадает с преимущественным простиранием складчатости; простирание поясов, свит. зон, даек относительно разрывов (согласное или секущее); простирание поясов, зон, свит, даек относительно контактов интрузивов (согласное – секущее).

14. Положение участка относительно складчато-блоковых структур – антиклинали, синклинали, горст, грабен, брахиантиклиналь, брахисинклиналь, моноклиналь, крыло складки, сводовая часть, центриклинальная часть.

15. Осложнения в складчатой структуре – узел сочленения складок разного направления; замки и крылья складок высших порядков; флексуры, осложняющие поперечные поднятия; изоклинальная складчатость; свод вулкано-тектонической структуры; крыло вулкано-тектонической структуры.

16. Характеристика простирания оси основной складчатой структуры – согласно простиранию крупных разрывов (или несогласное); согласно с направлением контакта ближайшей крупной интрузии или субвулканического тела (или несогласное).

17. Структурные формы слоев палеозоя по геофизическим или буровым данным: горст, грабен, центр структуры, крыло структуры.

18. Характеристика разрывов в пределах участка: одна система, более одной системы разрывов; зоны дробления и рассланцевания; зоны межслоевых срывов; пе-

ресекающие системы разрывов; пересечение осей складок разрывами; ветвление крупных разрывов.

19. Удаленность центра участка (в км) от ближайшего разрыва II порядка (протяженностью более 50 км и выраженного в геофизических полях).

20. Удаленность центра участка (в км) от ближайшего разрыва III порядка протяженностью до 50 км.

21. Метасоматические преобразования осадочных пород: площадные и локальные.

22. Петрографический тип площадных метасоматитов: окварцевание, серицитизация, хлоритизация, эпидотизация – слабо и интенсивно проявленные.

23. То же для локальных метасоматитов.

24. Участок расположен: в области гравитационного минимума; в области гравитационного максимума; в краевой части этих минимумов; господствующее простирание изоаномал относительно складчатых структур (согласное, секущее); господствующее простирание изоаномал относительно простирания ближайшего разрыва III порядка (согласное, секущее); совпадение аномалии с аномалиями магнитными, электрическими и другими (частное или полное, несовпадение); совпадение аномалии с выходами на поверхность даек, субинтрузивных тел, интрузивов (частичное, полное, несовпадение).

25. Участок расположен: в области магнитного максимума; в области магнитного минимума; в краевой части минимума или максимума; господствующее простирание изодинам относительно складчатых структур (согласное, секущее); господствующее простирание изодинам относительно ближайшего разрыва III порядка (согласное, секущее); совпадение аномалий с аномалиями других физических полей – частичное, полное, несовпадение; совпадение аномалий с выходом на поверхность даек, субинтрузивных и интрузивных тел – частичное, полное, несовпадение.

26. Наличие или отсутствие на участке геохимических аномалий – Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi, Ag, Ba, Cd, Co, Mo, Mn, Sn, V, Ni, Cr.

27. Если есть аномалии, то для каждого элемента отражаются: ориентировка геохимического ореола относительно складчатости; ореол приурочен к литологическому контакту, к интрузивному контакту и интрузивным разностям, к типам даек, к эффузивным разностям пород, к типам осадочных пород; форма ореола – изометричная, овальная, линейно-вытянутая, сложная.

Существуют три формы математических моделей, отображающие соотношения между качественными показателями: 1) многомерные дискретные распределения; 2) многомерные табличные сопряженности; 3) табличные «объект – характеристика» [Бекжанов и др., 1987].

Последовательность построения модели происходит таким образом.

1. Анализ имеющейся информации и предварительный выбор на основе тех или иных концептуальных моделей и гипотез характеристик объектов и целевых характеристик.

2. Формализация системы прогнозных характеристик.

3. Построение локальной координатной сети, связанной со структурой геологического пространства.

4. Построение модели распределения целевой характеристики на хорошо изученных эталонных участках территории прогнозирования.

5. Построение моделей пространственного распределения характеристик объектов прогнозирования на площади.

6. Построение на основе анализа связи пространственного распределения целевой характеристики на эталонных участках с пространственным распределением характеристик объектов прогнозирования, целевой функции прогнозирования.

Последовательность операций и их содержание по реализации такой модели рассмотрено в монографии Г.Р.Бекжанова, А.Н.Бугайца, В.Л.Лося [1987].

Достаточно широко распространен метод создания геологических моделей для прогнозирования с помощью ЭВМ, базирующийся на непосредственном машинном вводе геологической картографической информации в программы ЭВМ. В этой модели основными являются понятия «картографический» и «числовой» факторы. Картографический фактор включает геологические образования, геофизические, геохимические поля и может быть площадным или линейным. Понятие «картографический признак» картографического фактора элементарной ячейки карты отражается некоторыми числовыми характеристиками, выбранных тем или иным способом «элементарной ячейки карты». В качестве такой характеристики принято кратчайшее расстояние от центра той или иной элементарной ячейки до границы области распространения того или иного «картографического фактора». Последовательность создания модели такова.

1. Все геологические, геофизические, геохимические карты разделяются на листы квадратной формы размером 32×32 см.

2. В соответствии с легендами к этим картам составляется перечень «картографических факторов» и по сети, равной в 4×4 см точки на листе для каждой элементарной ячейки, имеющей размер 5×5 мм. Каждый из факторов вводится в программу ЭВМ.

3. Для каждой элементарной ячейки с помощью соответствующих алгоритмических и программных средств формируется числовой вектор, значениями которого являются ближайшие расстояния от центра элементарной ячейки до границ всех учтенных картографических факторов. Одновременно формируется соответствующий вектор из «числовых факторов», отнесенных к центру элементарной ячейки.

Система «Пакет программ анализа геологических изображений» (GIAPP) обеспечивает следующие операции с бинарными элементами изображений.

1. Логические операции: конъюнкцию, дизъюнкцию, отрицание, исключающие или А или В, но не то и другое вместе.

2. Пространственные операции с цифровыми или бинарными изображениями: по расширению площади обследуемого пространства; по сокращению её; извлечение тех или иных конфигураций элементов изображений.

3. Пространственный сдвиг и сравнение цифровых образов для получения оценок кросс и автокорреляций.

4. Операции по автоматизации присвоения меток цифровым изображениям, определению пересечения границ цифровых изображений.

5. Создание графов пространственных изображений взаимоотношений тех или иных областей – подсчет соседствующих областей и т.п.

Все операции производятся с помощью графических и цифровых терминалов. Система обеспечивает получение количественных ответов по «цифровым изображениям», а также ответы в виде изображений, рисунков и схем, позволяющих визуально оценивать получаемые результаты. Система дает возможность осуществлять разнообразные статистические процедуры, подсчет вероятностей обнаружения месторождений в той или иной области, оценивать преобладающее простираение геологических границ, классифицировать и распознавать объекты.

В литературе имеются решения задач анализа характеристик геологических моделей, например, выявления «скрытых факторов рудообразования», оценки «типовых диагностических сочетаний характеристик геологических моделей» на основе использования подходов теории групповых решений и метод оценок количества «скрытых факторов и характеристик» с использованием приемов оценки «внутренней размерности».

Алгоритм поиска внутренней размерности программно реализован и использован при анализе характеристик геологической модели для прогнозирования в одном из рудных районов Казахстана [Бекжанов и др., 1987]. В этой модели объекты прогнозирования и эталонные объекты описывались системой из 29 характеристик, относящихся к составу магматических и жильных пород, морфологии интрузивных тел, метасоматическим процессам в магматических породах, процессам метаморфизма, разрывным и складчатым структурам. Целевая характеристика модели сформирована в виде понятий «безрудный объект», «рудопроявление», «месторождение». Среди 20 эталонных объектов объекты 1, 2, 3, 4, 5, 7 относились к классу «месторождения»; объекты 6, 11, 12, 13, 14, 15 – к классу «рудопроявления» и объекты 8, 9, 10, 16, 17, 18, 19, 20 – к классу «безрудные объекты».

Задача оценки возможного количества главных факторов или характеристик этой геологической модели решалась с помощью разложения ряда Карунена-Лозва и с помощью алгоритма поиска внутренней размерности. Для множества эталонных объектов распределение долей изменчивости по осям разложения Карунена-Лозва для 11 первых осей выглядит таким образом:

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11...
38%	23	8	7	6	4	3	2	1	1	0,6...

Следовательно, за главные факторы можно принять эти 11 линейных комбинаций исходных характеристик, на которые приходится 93,6% от общей изменчивости множества (на остальные 18 признаков приходится всего 6,4% от общей изменчивости признаков). При менее строгом критерии можно было бы остановиться на первых шести-семи признаках, на которые приходится более 80% от общей изменчивости множества.

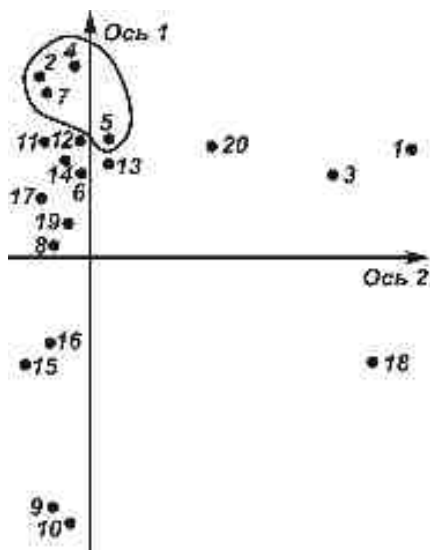


Рис. 11. Взаиморасположение эталонных «безрудных» объектов, «рудопоявлений» и «месторождений» по алгоритму поиска внутренней размерности. Оконтурена область месторождений (по Г.Р. Бекжанову и др., 1987)

В результате использования алгоритма поиска внутренней размерности сделан вывод, что, скорее всего, истинной является размерность 2,

т.е. расположением и взаимоотношениями 20 эталонных объектов друг с другом в 23-мерном пространстве характеристик модели «управляют» два каких-то фактора. Таким образом, множества объектов в этом пространстве концентрируются вокруг некоторой поверхности. Расположение объектов при их проектировании на эту поверхность показано на рис. 11. Из рисунка следует, что на этой поверхности они располагаются в виде достаточно узкой полосы вдоль одного из факторов, который и надо признать ведущим. Лишь несколько объектов выходят за пределы этой полосы.

Вдоль этой оси I объекты расположены таким образом, что на одном из её концов находятся «безрудные» объекты, которые сменяются объектами класса «рудопроявления», а затем «месторождения». Эта тенденция во взаимоотношении эталонных объектов с различными масштабами оруденения позволяет выдвинуть гипотезу, что исходные 29 характеристик модели находятся в таком взаимодействии друг с другом, что оно приводит к некоторым двум факторам, наиболее тесно связанным с целевой характеристикой модели, то есть с масштабом оруденения.

5. ФИЗИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение и оценка рудных объектов поисковых работ проводятся по единым принципам. Такие принципы вырабатываются на основе достижений 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.

В учебном пособии рассматриваются геолого-геофизические модели золото-рудных, комплексных золото-платиноидно-редкометалльных полей и месторождений на основе изучения рудно-метасоматической зональности и структуры физических полей в различных геологических обстановках. Рассматриваются месторождения золото-скарновой, золото-альбитито-редкометалльной, золото-кварцево-березитовой, золото-сульфидно-лиственитовой, золото-углеродисто-сульфидно-лиственитовой, золото-серебро-халцедон-кварц-адуляровой аргиллизитовой формациям.

Физико-геологическое моделирование используется для решения следующих задач:

- 1) создание региональных физико-геологических моделей с целью выявления металлогенических зон, рудных узлов, рудных полей и уточнения их строения;
- 2) создание физико-геологических моделей золоторудных полей;
- 3) изучение геофизических критериев и признаков прогнозирования промышленного оруденения для различных условий рудолокализации в геологических структурах;
- 4) создание физико-геологических моделей золоторудных месторождений различных геолого-промышленных типов;
- 5) выявление геофизических полей, отражающих локализацию отдельных рудных тел и рудных столбов;
- 6) создание типовых модельных геолого-физических разработок для типовых золоторудных полей и месторождений.

В итоге создание типовых физико-геологических моделей позволяет более целенаправленно выявлять закономерности проявления отдельных геологических структур, рудных полей и месторождений в физических полях – магнитных, электрических, гравитационных, сейсмических. На основе выявленных свойств и структуры геофизических полей и результатов специальных петрофизических исследований определяются закономерности и причины связи геофизических полей с особенностями геологического строения рудных полей, месторождений и намечаются пути их интерпретации. По результатам решения этих задач выполняется моделирование конкретных рудных полей и месторождений.

Физико-геологическая модель рудного района, рудной зоны, рудного поля, месторождения включает систему абстрактных возмущающих тел, обобщенные размеры, форму, физические свойства и взаимоотношения которых аппроксимируют с необходимостью для решаемых задач детальностью физико-геологических обстановок. Эти составляющие модели являются её элементами [Прогнозно-металлогенические..., 1988].

При глубинном геологическом картировании (ГГК) физико-геологическая составляющая комплексной модели является основой для выбора комплекса геофизических методов, обеспечивающих решение задач прогнозно-металлогенических исследований и поисков месторождений полезных ископаемых. Они также служат основой для интерпретации результатов геофизических работ при выделении рудоконтролирующих структур и геологических тел, изучении их формы и внутреннего строения, при выделении объектов прогнозирования и при оценке прогнозных ресурсов. Основой для создания таких моделей служат геологоструктурные и петрофизические модели объекта, а также хорошо изученные геофизическими методами эталонные объекты. В большинстве случаев геолого-физические модели ориентированы на задачи комплексирования и интерпретации площадных и профильных геофизических исследований, а также на решение задач скважинного каротажа.

При разработке физико-геологической модели исходную геологоструктурную модель иногда приходится генерализовать за счет объединения элементов, мало различающихся по физическим свойствам. Обычно такая генерализация тем больше, чем значительнее мощности покровных отложений на тех площадях, где предполагается использование физико-геологических моделей. Если в целевое назначение модели входит также выбор комплекса каротажных методов и их интерпретация, то при разработке соответствующей части физико-геологической модели генерализация не требуется. Это связано с тем, что данные комплексного каротажа значительно более чувствительны к слабым различиям физических свойств пород, чем результаты площадных или профильных геофизических исследований. При любом целевом назначении физико-геологической модели необходимы детальные сведения о физических свойствах элементов исходной геолого-структурной модели.

Исходными данными для составления петрофизической модели служат результаты измерения физических свойств и каротажа скважин на эталонных объектах. Физические свойства пород зависят от многих факторов. Поэтому одни и те же литологические комплексы пород в разных регионах могут существенно различаться по петрофизическим параметрам. При переходе к осредненным значениям физических свойств надо учитывать вероятность и степень возможного отклонения реальных физических параметров пород от осредненных. Внимательно изучается петрофизическая зональность объекта, дисперсия физических свойств, изменчивость этих свойств в разрезах по вертикали и латерали. Петрофизические модели часто представляются в виде таблиц, схем петрофизической зональности, обобщенных петрофизических разрезов, графиков.

Моделирование физических полей осуществляется или путем качественного анализа геофизических данных по эталонным объектам и последующего их обобщения с учетом петрофизической модели, или расчетным путем. В последнем случае используется тот или иной алгоритм решения прямой задачи на ЭВМ. При построении физико-геологической модели, ориентированной на задачу выбора комплекса площадных и профильных работ и интерпретации их результатов, наиболее целесообразно сочетание качественных и расчетных способов построения моделей.

При построении той части физико-геологической модели, которая предназначена для выбора комплекса каротажных работ и их интерпретации, используется качественный анализ данных каротажа на эталонных объектах и их обобщение на основе петрофизической модели.

Особенности составления физико-геологической модели, предназначенной для решения прогнозно-металлогенических задач при ГГК, является необходимость уче-

та влияния мощности покровных отложений. Это особенно важно при моделировании рудных полей и месторождений, так как геологические элементы таких моделей по размерам часто сопоставимы с мощностью покровного чехла. При математическом моделировании рассчитываются такие физические поля: 1) для разных уровней эрозионного среза, в том числе для объектов, не выходящих на поверхность фундамента; 2) для разной мощности покровных отложений.

При построении и применении физико-геологической модели целесообразно учитывать возможность вариации физического поля при изменении морфологии и пространственной ориентировки реального объекта по сравнению с обобщенной моделью. Кроме того, может повлиять уровень помех от неоднородности физических свойств покровных отложений, вмещающей геологической среды и самого рудного объекта.

Используются и натурные модели, которые выбираются в пределах изучаемой металлогенической зоны по результатам на эталонном объекте. Натурные объекты обладают следующими преимуществами.

1. В неискаженном виде воспроизводят геофизическую информацию, дают новые знания о неоднородности физических свойств и физических полей вмещающей геологической среды и самого объекта поисков.

2. При достаточно представительной выборке эталонных объектов геофизические критерии прогнозирования, выявленные в результате анализа натурных моделей, более надежны.

3. Могут выявляться дополнительные геолого-физические критерии, не вытекающие из общей физико-геологической модели.

На перспективных площадях рекомендуется составлять несколько натурных моделей с максимально различающимися мощностями покровного чехла.

5.1. Геолого-физическое моделирование глубинного строения рудных районов

Глубинные структуры рудоносных площадей обычно характеризуются весьма сложным геологическим строением. Развитие дистанционных и наземных геолого-геофизических исследований геологических объектов позволяет получать дополнительную информацию о глубинном строении рудоносных структур. Полученные новые данные свидетельствуют об участии глубинных процессов плюмтектоники, рифтогенеза и явлений глубинного метасоматизма в формировании многих крупных и сверхкрупных рудных месторождений и рудных полей. Выявлены региональные особенности проявления внутрикоровых и мантийных структурно-вещественных комплексов и их различия. Этому способствует моделирование рудоносных структур, рудных полей и месторождений на основе новой геологической информации по глубинной геологии. Все это позволяет более уверенно выявлять собственно мантийные и внутрикоровые рудообразующие системы и прогнозировать рудоносные участки и месторождения скрытого типа. Фиксируемые глубинным геофизическим зондированием нижнекоровые–верхнемантийные блоки пониженных и отрицательных значений напряженности магнитных и гравиметрических аномалий или аномальных зон (зон разуплотненных глубинным метасоматизмом горных пород), вероятно, подтверждают структурные ловушки для высокотемпературных глубинных металлоносных флюидов.

В земной коре магматические процессы сопровождались и предварялись метасоматизмом с образованием крупных магмо-метасоматических колонн в рифтогенных глубинных разломах. Рудно-метасоматические системы такого типа возникали и развивались благодаря термофлюидным потокам по глубинным расколам земной коры и гидротермальным растворам от внутрикоровых магматических очагов. В возникавших рудных полях и месторождениях в верхних частях земной коры проявилась региональная и локальная рудно-метасоматическая и геохимическая зональность.

Глубинные геофизические исследования, включающие аэрокосмические геофизические, опорные исследования глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), профильно-площадной комплекс ГСЗ–МОВЗ (метод отраженных волн зондирования), профильно-площадные электроразведочные, тепловые съемки, позволяют выявлять глубинные разломы, определить глубину их проникновения, протрассировать рудоносные разрывы. Участки с активной тектоно-магматической активизацией выделяются: 1) положительными гравитационными и магнитными аномалиями, обусловленными магматизмом базит-гипербазитового типа; 2) отрицательными гравитационными и магнитными аномалиями, связанными с глубинной гранитизацией и метасоматизмом. Рифтогенные линейные геоблоки, несущие крупные металлогенические зоны, рудные районы, рудные поля и месторождения, отражаются линейно-вытянутыми региональными гравимагнитными положительными и отрицательными аномалиями разной интенсивности. Для таких блоков характерна пониженная мощность земной коры (35–45 км). Для них свойственны проявления различного по составу и возрасту интрузивного магматизма при преобладании габбро-плагиогранитного и габбро-сиенит-гранитного. Гранитоиды характеризуются повышенной основностью и щелочностью, при преобладании натрия над калием до 1,5–2,5%. Формировавшиеся интрузии образовали небольшие штоки, реже более крупные массивы, дайковые пояса или серии дайковых тел кремнекислого и основного составов, подверженных альбитизации-калишпатизации и березитизации.

Структура и петрофизический состав интрузивных тел обусловил специфические гравитационные и магнитные аномалии, нередко с пониженными значениями напряженности. Интрузивы контролировались глубинными разломами корово-мантийного заложения. В других случаях локальные геофизические аномалии связываются с вулcano-плутоническими аппаратами. Для формационного расчленения интрузивных тел в таких рифтогенных линейных или очагово-купольных структурах используется магнитометрия, гравиметрия, радиометрия. Наложенные площадные процессы метасоматизма существенно искажают конфигурацию и интенсивность выявляемых аномальных зон над такими магматическими образованиями. В ряде случаев удается оценить глубину становления и эрозионного среда интрузий. Для выяснения морфологии интрузивных тел используется количественная интерпретация гравитационных аномалий и крупномасштабная сейсморазведка [Комплексирование геофизических..., 1987]. Для выяснения морфологии интрузивных тел используется количественная интерпретация гравитационных аномалий и крупномасштабная сейсморазведка [Комплексирование геофизических..., 1987].

В итоге комплексного анализа материалов мелко-средне-крупномасштабных геофизических работ (1:500000...1:200000...1:50000) разрабатываются геолого-геофизические модели формирования рудных районов, рудных узлов, рудных полей и месторождений. При этом используются и дистанционные и наземные исследования, включающие результаты геологической интерпретации не только геофизиче-

ских, геохимических аномалий, но и структурно-литологические, изотопно-геохимические данные.

Для примера приведем комплексную геолого-физическую и геохимическую модель формирования региональных и локальных геологических структур Западной Калбы, вмещающих золото-платиноидно-сульфидные и золото-кварцевые месторождения. На основе анализа дистанционных и наземных геолого-геофизических, геохимических, структурных методов исследований установлены особенности глубинного строения подстилающих рудные поля блоков земной коры и мантии со следами разуплотнения глубинных мантийно-коровых пород. Они представлены глубинно-гранитоидными и метасоматическими образованиями на участках выступов преобразованных блоков пород (см. рис. 8).

Золоторудные (с Pt, Pd, Ir, Os) месторождения Западной Калбы были сформированы в рифтогенной структуре Зайсанской складчатой зоны в герцинский этап становления региона. Рудные поля и месторождения находятся в пределах Чарско-Горностаевского поднятия – Чарского офиолитового пояса в зонах проявления палеоапиризма и глубинного метасоматизма. Геолого-геофизические данные о глубинном строении региона получены по двум профилям МОВЗ и профилю ГСЗ-МОВЗ Балхаш–Алтай, а также по результатам интерпретации гравитационных, магнитных полей и дешифрированию аэрокосмоснимков, анализа стратиграфических разрезов [Булин, 1969; Любецкий, 1985; Коробейников, Масленников, 1994].

Верхняя мантия залегает на глубинах 37–48 км. В рельефе Мохоровичича устанавливается поднятие мантии, которое погружается по направлению погружения границы Мохы с северо-запада на юго-восток (рис. 12). Ось этого поднятия проходит субпараллельно юго-западной границе Чарского офиолитового пояса. В разрезе прогиб поверхности Мохы совпадает с современным Калбинским прогибом. На глубинах 15–40 км выявлены слепые зоны для МОВЗ, отвечающие участкам развития гранитоидов и глубинных метасоматитов. Сейсмическими исследованиями установлены вертикальные глубинные зоны, соответствующие глубинным разломам. Наибольшей глубиной отличается зона, связанная с Чарским глубинным разломом. Она прослежена до глубины 130 км, с углом наклона 70° . Большей протяженностью по вертикали отличается глубинный разлом Кызыловской зоны смятия, контролирующей крупнейшее Бакырчикское золоторудное (с Pt, Pd, Ir, Os) месторождение. Эта зона проявлена в рельефе поверхности Мохы в виде ступени с амплитудой 3–4 км на глубинах 30–40 км [Булин и др., 1969]. При этом Чарская и Калба-Нарымская структурно-фациальные зоны отличаются пониженными глубинами до границы Мохы в 43–45 км. Это свидетельствует о приподнятом блоке подстилающей верхней мантии. Н.К.Булин отмечает, что по сейсмическим данным верхняя мантия под Чарско-Горностаевским поднятием была активизирована до 300 км, а под Жарминским прогибом – до 220 км. Это нашло отражение в локальных изменениях границ обмена.

В рассматриваемом золотоносном регионе – металлогенической зоне установлено 4 типа разломов: глубинные разломы северо-западного простирания, глубинные разломы субширотного направления, субмеридиональные глубинные разломы и северо-восточные разломы (см. рис. 12). Первые определили положение главных геотектонических структур. Они проникали в верхнюю мантию до глубины 200–300 км. Субширотные разломы заложены на глубины 42–47 км. Они секущие по отношению к главным геотектоническим структурам. Субмеридиональные разломы имеют глубину заложения 22–26 км, а северо-восточные – 20 км, реже 10–8 км.

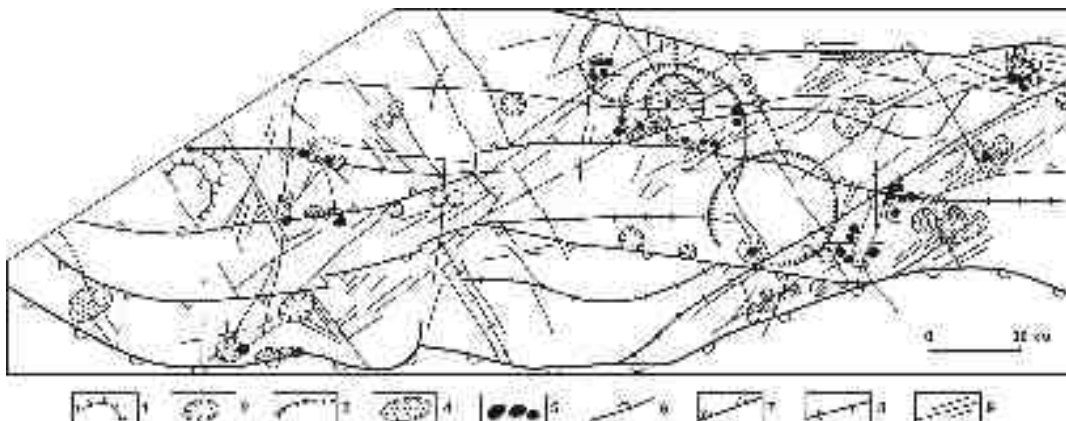


Рис. 12. Карта дизъюнктивных и инъективных структур Западной Калбы Северо-Восточного Казахстана (по данным геолого-геофизического, морфометрического дешифрирования аэрокосмофотоснимков и наземного картирования) (А.Ф.Коробейников, В.В.Масленников, 1994).

1-5 – инъективные малые кольцевые структуры (МКС): 1 – центры вулканизма и интрузивного магматизма субплатформенного этапа формирования геосинклинально-складчатой области Зайсана (Т); 2 – подводящие каналы гранитных интрузий батолитового типа (Р₂); 3 – центры интрузивного магматизма габбро-плагиогранитной золотоносной формации (С₃-Р₁), 4 – площади развития гидротермально-метасоматических пород – следы флюидных систем, 5 – рудно-метасоматические образования – следы распада гидротермально-метасоматических систем; 6 – глубинные разломы I порядка – границы золоторудно-платиноносной металлогенической зоны; 7 – границы Чарско-Горностаевского поднятия осевой зоны Чарского офиолитового пояса; 8 – региональные разломы II порядка – границы структурных блоков II порядка; 9 – региональные и локальные разломы III порядка

Дешифрирование аэрокосмоснимков позволило выявить мелкие и средние кольцевые структуры – от сотен метров до 50 км в диаметре (рис. 12). Они образованы инъективными дислокациями, связанными со становлением центров девонского, среднекарбонowego, триасового вулкано-плутонизма и площадного метасоматизма, а затем интрузий гранитов батолитового типа Р₁. Со среденекарбон-пермским периодом связаны интрузивы повышенной основности, малые интрузии и дайки габбро-плагиогранитной формации и гидротермально-метасоматические золото-платиноидные образования. Тем самым определяется гидротермально-метасоматическая природа малых кольцевых структур, включающих 82,9% золото-платиноидных и 67,8% редкометалльных месторождений промышленного значения [Коробейников, Масленников, 1994.].

Итак, гидротермально-метасоматические процессы, протекавшие в верхних частях земной коры при проникновении и распаде глубинной термофлюидной системы над мантийно-коровыми палеодиапирами, обеспечивали разуплотнение пород благодаря метасоматозу - гидратации их с увеличением объемов больших блоков измененных пород до 16–22%. Взаимодействие глубинных высоконагретых флюидов со свободными холодными трещинно-поровыми водами осадочных черносланцевых толщ обусловило столбообразный характер развития гидротермально-метасоматических процессов (ранних альбит-калишпатовых и березит-лиственитовых поздних метасоматитов) в черносланцевых толщах. Суммарные гидротермальные потоки (глубинные и местные термы) привели к формированию большеобъемных блоков метасоматитов и руд. Все это вытекает из предложенной комплексной физико-геологической модели формирования золоторудных полей и крупных месторождений в черносланцевых горизонтах Западной Калбы.

5.2. Физико-геологическое моделирование железорудных объектов

Такое моделирование применяется для решения следующих задач:

- 1) создание региональных физико-геологических моделей с целью выделения металлогенических зон и уточнения их строения;
- 2) создание физико-геологических моделей рудных полей;
- 3) оценка прогнозных ресурсов металлогенических зон рудных районов, рудных полей, аномалий, месторождений, рудопроявлений;

4) конструирование и изучение физико-геологических моделей месторождений с целью совершенствования методики прогнозирования и поисковых работ;

5) выявление внутренних структур месторождений и рудных тел на флангах и глубоких горизонтах на стадиях разведочных работ.

Например, в результате интерпретации аномального магнитного поля была составлена геомагнитная модель Урала. Она представлена картой распределения намагниченных масс территории, отражающей картину сложно-блокового магнитного слоя в пределах Уральской складчатой системы и сопредельных платформ. Установлены особенности распределения магнитовозмущающих объектов в пределах структур первого порядка. Выявлены закономерности в распределении концентраций магнитных масс в пределах региональных блоков, содержащих проявления эндогенных руд. Установлены участки увеличенной мощности магнитоактивного слоя в Тагиле-Кувшинском и Соколово-Сарбайском железорудных районах.

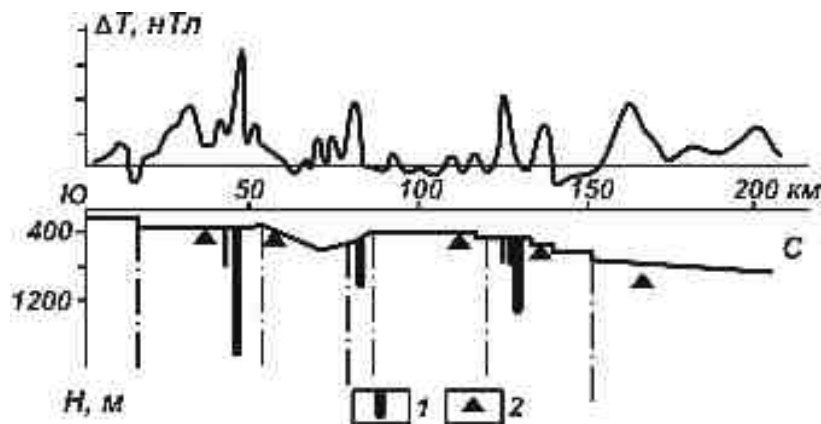


Рис. 13. Продольный разрез Глубоченской железорудной зоны (по А.Н. Авдониному и др., 1987).

Магнетитовые месторождения с установленными (1) и неясными (2) размерами

На основе съемок ΔT и Δg_{ps} , их трансформацией и перерасчетов полей ΔT , Δg , Δg_{ps} на разные уровни, созданы тектонические модели железорудных зон Курганской и Глубокинской. Определены особенности тектонического строения, элементы геологических структур. Подтверждены ранее известные и установлены положения вновь выявленных тектонических разрывов разных уровней. Выделенные блоки характеризуются специфическим распределением наземных геофизических полей (рис. 13). По геофизическим данным и математическому моделированию дана прогнозная оценка рудной зоны.

Математическое моделирование по материалам разновозрастных аэромагнитных измерений осуществлялось в профильном и площадном вариантах. Сконструированная физико-геологическая модель оказалась трехмерной. Путем последовательного приближения рассчитанной и наблюдаемой кривых ΔT изменяли элементы этой модели до тех пор, пока кривые не совпали хотя бы для одной из высот полета. От уточненной модели решалась прямая задача для остальных высот наблюдения и проводилось сравнение рассчитанных и наблюдаемых ΔT по мере схо-

димости $S = \frac{\sqrt{\sum_1^n (\Delta T_i^H - \Delta T_i^P)^2}}{n \cdot \Delta T_i^H \max}$, где ΔT_i^H и ΔT_i^P – наблюдаемые и рассчитанные значения магнитного поля на i -той высоте; $\Delta T_i^H \max$ – максимальное значение наблюдаемого поля на i -той высоте; n – количество точек вычисления меры сходимости.

Изменения модели производили от наилучшего совпадения аномальных кривых ΔT , рассчитанных и наблюдаемых на всех высотах.

Затем производилась прогнозная оценка глубоких горизонтов месторождений. Например, по Естюнинскому магнетитовому месторождению, приуроченному к останцу вмещающих карбонатно-силикатных пород в мелкозернистых габбро-норитах. На период моделирования месторождение представляло собой несколько мелких рудных тел с глубиной залегания до 300 м и запасами около 30 млн. т.

Были выполнены измерения ΔT до высоты 2000 м. По характеру изменения и интенсивности кривых ΔT с высотой установлено два источника, определивших аномальное магнитное поле в районе месторождения – рудный, создающий локальную аномалию, и крупную аномалию первого порядка, обусловленную магнитными свойствами пород. Локальная аномалия затухает на высоте 1200 м. Это свидетельствует о распространении оруденения на значительную глубину. Исходя из этого была построена физико-геологическая модель с подбором глубинных железорудных залежей. Они были подтверждены буровыми работами (рис. 14). Запасы руд на месторождения увеличались до 250 млн. т.

Для железорудных объектов сложного строения решение проблемы количественных взаимоотношений между фактической и проектной точностью геофизических съемок и физическими характеристиками структурно-вещественного комплекса могут быть найдены на основе вероятностного подхода к решению прямых задач геофизики с использованием стохастических моделей неоднородных объектов сложного строения [Моделирование..., 1987, 1991]. Основная идея такого подхода заключается в расчете вероятностных характеристик ожидаемых аномальных эффектов – математических ожиданий, дисперсий, корреляционных функций. Базируясь на формализованном вероятностном описании неоднородного объекта, статистический подход позволяет характеризовать бесконечное множество возможных реализаций состояния объекта и соответствующих аномалий относительно небольшим числом параметров.

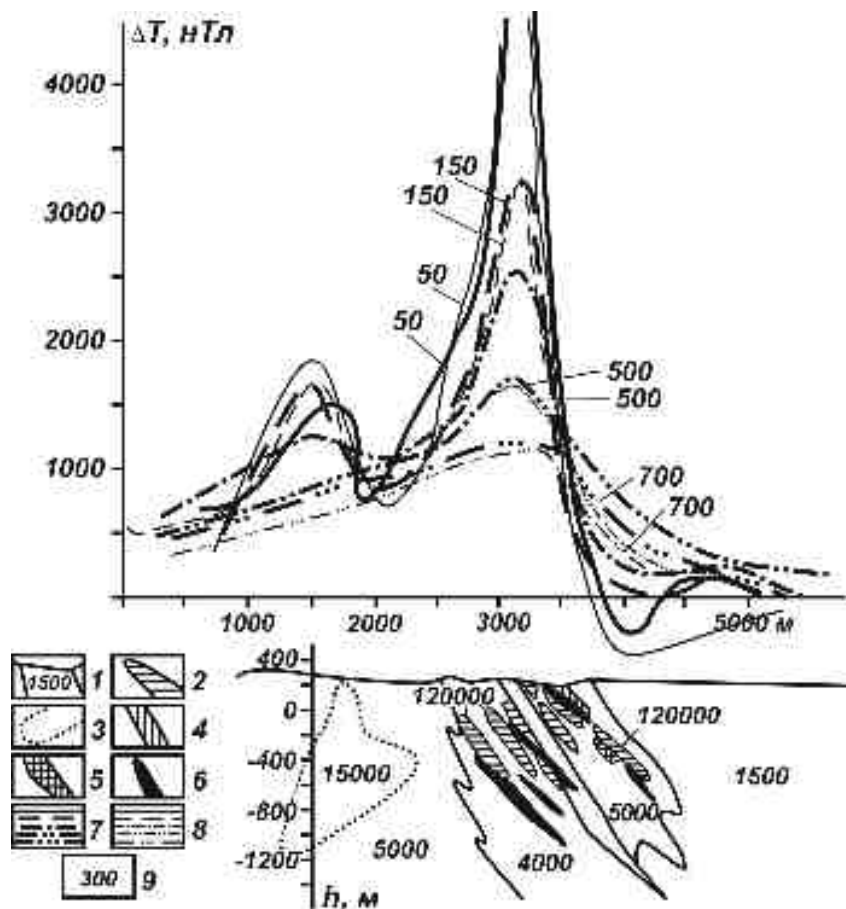


Рис. 14. Глубинное строение Естюнинского месторождения по моделированию материалов аэромагнитных съемок (по А.Н.Авдониному и др., 1987):

1 – значение магнитной восприимчивости α , $n(4\pi) \cdot 10^{-6}$ СИ; 2 – контур рудных тел по математическому моделированию; 3 – контур магнитных пород; 4-6 – рудные тела: 4 – установленные до 1970 г.; 5 – выявленные в 1983 г.; 7-8 – кривые ΔT : 7 – наблюдаемые, 8 – вычисленные от модели месторождения; 9 – значения высот измерений поля, м

Математическое моделирование при локальном прогнозировании на основе автоматизированного подбора объемных неоднородно намагниченных моделей решается с помощью обратной задачи магниторазведки [Моделирование..., 1987]. На основе анализа материалов по скарново-магнетитовым месторождениям и месторождениям железистых кварцитов были предложены неоднородно намагниченные модели, позволяющие описать магнитные свойства вмещающих пород и рудных объектов. Рудные зоны месторождений представляют чаще чередование разных по мощности, содержанию железа и намагниченности рудных тел, пропластков и пустых пород. Неоднородно намагниченная модель пластообразной залежи представляет собой систему мощных ограниченных по простиранию и падению крутопадающих пластов с произвольной формой и разной глубиной залегания верхней кромки. Каждый мощный пласт аппроксимируется совокупностью «тонких» однородно намагниченных пластов. Неоднородно намагниченная модель столбообразной залежи представлена в виде мощного крутопадающего столбообразного тела, состоящего из со-

вокупности «тонких» призм квадратного сечения. Они характеризуются различной намагниченностью и падением. При подборе неоднородно намагниченных моделей можно использовать глубину залегания и угол падения объекта, данные о его горизонтальных и вертикальных размерах, границы ожидаемого изменения неоднородной намагниченности. Для определения параметров неоднородно намагниченных моделей использовались методы нелинейного программирования, предложен декомпозиционный подход в задаче минимизации функции многих переменных «овражного типа» на множестве простой структуры.

Методика математического моделирования, основанная на подборе неоднородно намагниченных моделей, позволяет определять неоднородную намагниченность как в плане, так и по падению возмущающих объектов. Можно оценивать их вертикальные и горизонтальные размеры и решать задачи локального прогнозирования: 1) оценку перспектив магнитных аномалий в связи с поисками скрытого и глубокозалегającego оруденения; 2) оценку глубоких горизонтов и флангов железорудных месторождений; 3) оценку основных параметров рудных залежей и прогнозных ресурсов железных руд.

При поисках слепых или погребенных месторождений необходимо проводить картирование возмущающего объекта с помощью расчетной намагниченности I_p не только по латерали, но и по падению. Изменение намагниченности с глубиной – один из эффективных критериев разбраковки магнитных аномалий на рудные и безрудные. К перспективным относятся те магнитные аномалии, возмущающие объекты которых имеют тенденцию заметного роста намагниченности с глубиной. Другой критерий – величина прогнозных ресурсов и глубина залегания предполагаемого оруденения. С помощью подбора неоднородно намагниченных моделей можно достаточно надежно оценивать эти параметры и давать обоснование рекомендации по направлению буровых работ.

Методика математического моделирования, основанная на подборе неоднородно намагниченных моделей, может использоваться для оценки глубоких горизонтов и флангов железорудных месторождений. Приведем результаты по объемному картированию структуры Таштагольского рудного поля в Горной Шории. Модели составлены по материалам аэромагнитной съемки с обтеканием рельефа на высоте 50 м и на горизонте $H=1000$ м, или на относительной высоте 300-500 м. Было выполнено два варианта объемного картирования месторождения и один вариант плоского, по трем расчетным профилям (рис. 15).

Первый вариант объемного картирования был выполнен по магнитному полю, наблюдаемому на горизонте +1000 м. Объемная модель состоит из двух частей – верхней и нижней. Верхняя часть модели соответствует частям рудной зоны Таштагольского и Кочуринского участков. Они характеризуются небольшими размерами в плане. Модель представлена 17-ю признаками, заданными по сети 250×250 м. Нижняя глубинная часть модели аппроксимирует глубокие горизонты рудной зоны с глубиной залегания верхней кромки рудных тел на горизонте 2000 м. Представлена 102-мя признаками, заданными по сети 400×400 м. Подбор объемной неоднородно намагниченной модели проводился по полю, заданному по сети 400×400 м и 200×200 м. Общее количество точек наблюдений составило 541. Подбор выполнялся в варианте определения намагниченности каждой призмы модели (при общем числе призм 119) и магнитного фона, учитывающего ошибки в выборе нулевого уровня магнитного поля и вертикальных размеров. Средняя квадратическая ошибка подобранного магнитного поля составила 60 нТл. Анализ плана распределения I_p на гори-

зонте 0 м показал, что рудная зона Таштагольского месторождения картируется удовлетворительно: I_p отражает масштаб оруденения и глубину его залегания. По $I_p = 5$ А/м дополнительно выделился перспективный участок в районе Кочуринской площади IV.

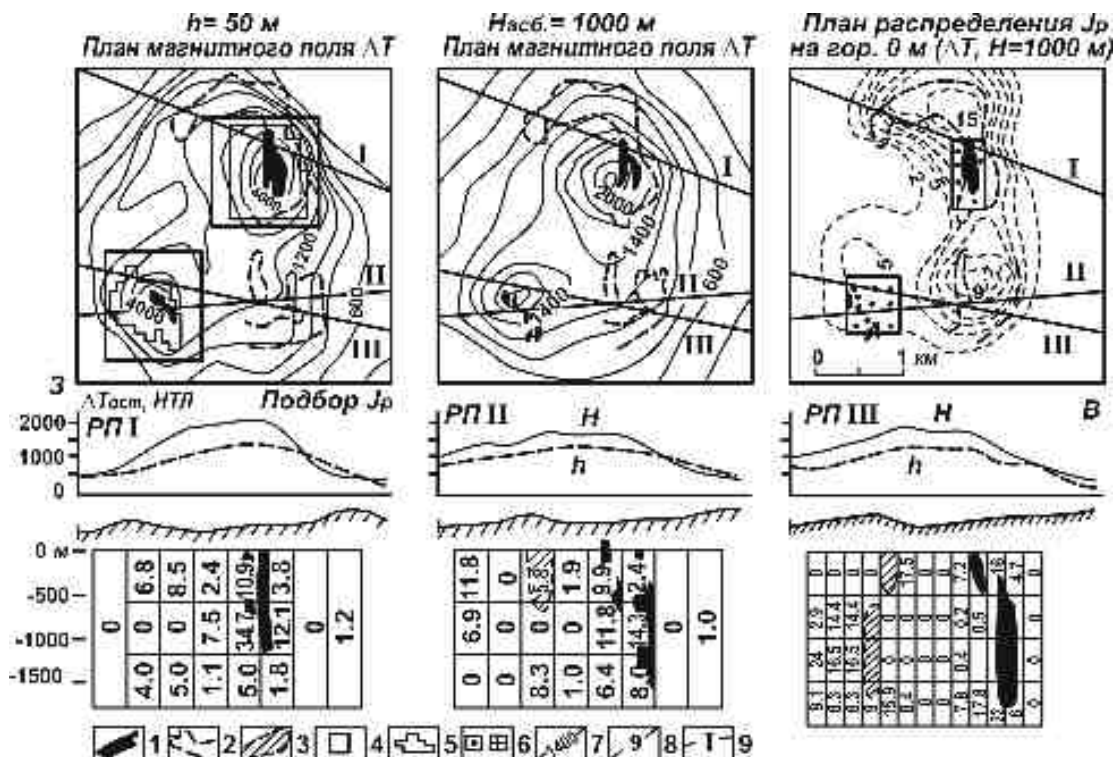


Рис. 15. Результаты картирования рудных зон Таштагольского скарново-магнетитового месторождения по величине расчетной намагниченности (по Г.Н.Константинову и др., 1987)

5.3. Физико-геологические модели золоторудных полей и месторождений

Специфика золотоносных территорий складчатых систем выразилась в совмещении в единых структурных зонах проявлений разновозрастного и разноглубинного базальтоидного и гранитоидного магматизма, сопровождающего гидротермально-метасоматизма; в сложном блоково-ярусном их строении; в развитии дайковых свит; в зональном размещении метасоматитов и разноминеральных типов руд. Во всех рудных полях проявилась отчетливая рудно-метасоматическая зональность. Такая неоднородность строения рудных полей существенно сказалась на появлении дифференцированных знакопеременных магнитных и гравитационных, электрических полей. Во многих рудных полях и месторождениях выявлены такие неоднородные физические поля, отражающие переслаивание контактовых и околорудных метасоматитов, различных по составу и внутреннему строению рудных тел. Поэтому в данной главе прежде чем обсудить характер проявления геологических тел в физических полях рассмотрим особенности геологического строения типовых золоторудных полей и характер проявления в них рудно-метасоматической зональности. Ис-

следованы месторождения золота Алтае-Саянской складчатой области и забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса. Первая область относится к палеозойской структуре земной коры, а вторая часть пояса – к структуре мезозойской тектономагматической активизации.

Золоторудные поля и месторождения Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья

Рудные объекты в данном регионе приурочены к приподнятым структурным блокам вулканогенно-осадочных толщ спилит-диабазовой и карбонатно-терригенной формаций рифея и кембрия, насыщенных нижнепалеозойскими островодужными и орогенными интрузиями габброидов, гранитоидов пёстрого состава и дайками габбро-долеритов, диоритов-лампрофиров с сопровождающими золотоносными скарнами, березитами-лиственитами, несущими разнообразное золотое оруденение [Коробейников, 1987, 1999, 2006].

Золоторудные поля в пределах Центрально-Азиатского подвижного пояса локализовались в островодужных геологических комплексах, в структурно-формационных зонах завершённой складчатости и тектономагматической активизации. В забайкальской части Монголо-Охотского складчатого пояса выделяется два этапа формирования золотого оруденения – средне-позднеюрский коллизионный и раннемеловой рифтогенный. Оруденение контролировалось очагово-купольными структурами коллизионного этапа и очагово-депрессийными структурами рифтогенного этапа [Спиридонов и др., 2006]. Различия в мощностях земной коры этих регионов не играли заметной роли. Это свидетельствует о господстве подкоровых источников магматического и гидротермального рудного вещества при формировании месторождений благородных металлов. В соответствии с классификацией П.Ф.Иванкина рудные поля этих месторождений относятся к плутоническим (Центральное, Комсомольское, Берикульское, Апрельковское) или к субвулканическим (Дарасунское, Карийское, Дильмачикское) полям и представлены «пучками даек» и кварцевыми жилами с «глубинными корнями», расположенными во внутренних частях интрузивов (Центральное рудное поле), в эндоконтактах скрытых батолитов (Берикульское, Комсомольское рудные поля), внутри субвулканических тел (Дарасунское, Дильмачикское, Карийское рудные поля). Рудные тела на одних месторождениях располагаются в однотипных породах, а в других – в разных по составу породах. Для золото-кварцевых жил, штокверков главными рудовмещающими структурами являются крупные трещины или системы трещин, трещинные зоны, трубки, брекчии взрыва и т.п.

Для продуктивных гранитоидных интрузий свойственны: набор контрастных по составу и физическим свойствам пород от габброидов до гранитов; натриевая их специализация (Na преобладает над K на 1–2,5%); присутствие муссанита, самородных Zn, Pt, Bi, Fe, Sn, Ag, Au и других минералов восстановительной обстановки образования; преобладание Cl и F во флюидной фазе кристаллизующихся интрузий; выраженные явления щелочного автометасоматоза-альбитизации, грейзенизации, биотитизации; повышенные параметры распределения Au, Ag, Bi, Te, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Pt, Pd в минералах гранитоидов и ореолов повышенной золотоносности контактовых метаморфитов (K_H^{Au} 1,2...1,4) и метасоматитов (скарнов, лиственитов K_H^{Au} 1,3–250). В структурах тектономагматической активизации золотое оруденение связано с субвулканическими интрузиями гранодиорит-плагиогранит-порфиров, то есть шошонит-латитовой серии (по Л.В.Таусону).

Золото-скарновая гипабиссальная формация включает золотоносные скарны, золото-пирротин-медносульфидные залежи на контактах гранитоидов с доломитами (Ольховское месторождение Восточного Саяна) и золотоносные скарново-магнетитовые тела (Калиостровское, Казское в Кузнецком Алатау). Продуктивными оказались магнезиальные, известковые скарны, скарново-магнетитовые залежи, подверженные процессам перекристаллизации, метасоматоза в стадию кислотного выщелачивания скарнов – актинолитизации, лиственитизации, окварцеванию, сульфидизации. Парагенетический анализ продуктов послемагматических процессов свидетельствует о близко-последовательном времени образования скарновых, послескарновых и рудных минералов. Среди продуктивных ассоциаций в скарнах выявлены: 1) высокотемпературные (420–260°C) золото-актинолит-кварцевые штокверки; 2) среднетемпературные (320–240°C) золото-сульфидно-теллуридные вкраплено-прожилковые; 3) золото-пирротин-медносульфидные контактовые залежи с Te, Pt, Pd в кальцифирах (300–200°C).

Золото-кварцево-сульфидная формация (гипабиссальная-среднеглубинная) включает жилы и штокверки с разными сочетаниями сульфидов и сопровождается околорудными березитами-лиственитами, гумбеитами. Эти руды залегают в зонах мелкой трещиноватости и в крупных сколовых, межпластовых трещинах среди эффузивно-осадочных, нередко углеродистых, пород рифея-палеозоя, габбро-диоритов, монзонитов, гранодиоритов, плагиогранитов ниже-верхнепалеозойских, мезозойских гранитоидных интрузивов. Наиболее ранние и более высокотемпературные рудные ассоциации (440–260°C) представлены золото-кварцевыми убогосульфидными жилами, штокверками; кварцево-шеелитовыми жилами в лиственитах-березитах. Среднетемпературные (360–200°C) жильно-прожилковые с умеренными количествами сульфидов-теллуридов залегают в березитах. Сюда же относятся мало- и умеренносульфидные золото-кварц-полиметаллическисульфидные, золото-углеродисто-сульфидные жильно-вкрапленные ассоциации в березитах-лиственитах-аргиллизитах. Средне-низко-температурные убогосульфидные (280–100°C) золото-кварц-карбонатные в зонах карбонатизации и низкотемпературные (260–80°C) кварцево-золото-антимонитовые жильно-прожилковые в зонах карбонатизации и аргиллитизации пород.

В распределении месторождений разных минеральных типов в пределах крупных структур проявилась региональная зональность, обусловленная глубиной становления интрузий (2–7 км), метасоматитов и руд (0,5–5 км) и величиной эрозионного среза отдельных разноглубинных блоков этих магматогенных рудных зон. Например, в Восточном Саяне (Ольховско-Чибижекское золоторудное поле) проявилось ярусное размещение разных типов руд: контактовые золото-медно-сульфидные залежи находятся в нижних горизонтах, а кварцево-сульфидные золотоносные жилы (с Pt, Pd, Bi, Te) – в средних и вкраплено-прожилковые золото-сульфидные – в верхних горизонтах разноглубинных тектонических блоков карбонатно-терригенно-вулканогенных толщ кембрия (см. рис. 16, 17).

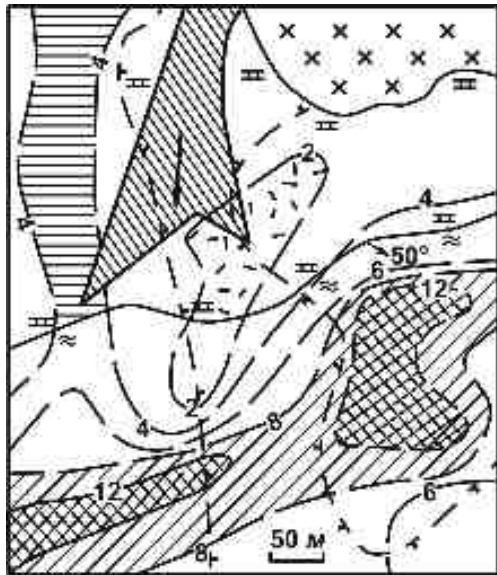


Рис.16. Обрамление золото-сульфидной залежи зоной графитизации на месторождении контактово-метасоматического типа.

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, %

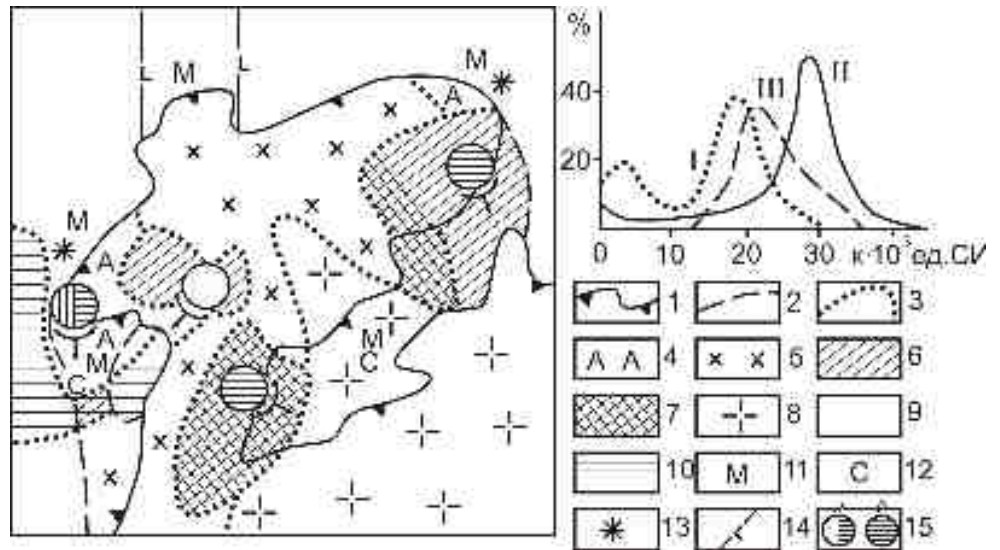


Рис. 17. Петрофизическая и рудная зональность Ольховского гранитоидного выступа:

1 – контакт гранитоидного выступа (стрелка по падению контакта); 2 – то же, под вмещающими породами; 3 – границы петрофизических зон; 4-8 – гранитоиды различной магнитности: 4 – пониженно-магнитные, 5 – умеренно-магнитные, 6 – повышенно-магнитные, 7 – аномально-магнитные, 8 – окварцованные пониженно-магнитные; 9 – известняки, мраморы, вулканогенно-осадочные породы; 10-13 – преобразования пород; 10 – графитизация, 11 – мраморизация, 12 – скарнирование, 13 – гематитизация; 14 – граница дайкового пояса; 15 – месторождения: а – контактово-метасоматические, б – кварцево-жильные. II–III – вариационные кривые магнитной восприимчивости гранитоидов: I – биотитизированных, окварцованных подрудных, II – рудовмещающих; III – альбитизированных надрудных

Для всех типов золоторудных месторождений и рудных полей выявляется однотипная рудно-метасоматическая зональность – закономерная смена по вертикали

снизу вверх гидротермальной колонны ранних щелочных метасоматитов (калишпат-альбит-биотитовых) на поздние околорудные березиты-листвениты, гумбеиты (или аргиллизиты) с вкрапленно-прожилковыми рудами внизу и штокверково-жильными вверху этой колонны. Общий вертикальный размах рудно-метасоматических колонн разного типа достигает 1,2–3,8 км. В других случаях альбит-калишпат-биотитовые автометасоматиты возникали в апикальных и приконтактных частях гранитоидных интрузивов, осложненных разрывами и зонами трещиноватости. Эти автометасоматиты образуют крупные линейные зоны, штоки размером 0,5–2,5 км и среди гранитоидных интрузивов (Ольховского, Белоиюсского, Тыгертышского). Здесь калиевые метасоматиты, состоящие из ортоклаза (25–50%, кварца (30–40%), мусковита (1–10%), чаще занимают корневые участки метасоматической колонны в гранодиорит-плагиогранитном интрузиве. В этом случае возникавшие метасоматические породы нередко относятся к «метасоматическим гранитам» (Белоиюссий интрузив). В краевых частях Ольховского интрузива в Восточном Саяне на контакте с одноименным контактовым золото-сульфидным месторождением находится метасоматическая зона кварц-альбит-калишпатовых пород. Эти площадные кварцево-альбитовые метасоматиты слагают внешние зоны калишпатовых тел или образуют секущие тела размером 1–3 км в длину и 0,2–1,2 км в ширину. В краевых зонах калишпатизации залегают биотитовые метасоматиты. В других случаях калишпатиты занимают верхнее положение в метасоматической колонне, выступая в качестве краевой фации альбититов, образованных на месте основных габбро-диоритовых пород. Границы зон с боковыми гранитоидами постепенные, иногда резкие. Метасоматиты сложены альбитом №1–7 (30–70%), кварцем (20–40%), биотитом, иногда ферроактинолитом (при замещении габбро-диоритов, диоритов), хлоритом, эпидотом, апатитом с пиритом, молибденитом, халькопиритом (0,5–1%), золотом. В нижних частях термогидроколонн осуществлялся вынос до 20–50% Si, Fe, Au, Ag, Cu, Pb, Bi из замещаемых интрузивных пород. Накопление вещества с образованием вкрапленных кварц-золото-молибденит-халькопиритовых рудных ассоциаций происходило в средних и верхних частях этих колонн.

В Саралинском золоторудном поле Кузнецкого Алатау зональность околорудных метасоматитов жильных золото-кварцево-сульфидных месторождений Андреевского и Каскадного среди углеродистых сланцев и дайковых диабазов выразилась следующим образом. Внизу рудно-метасоматической колонны развиты тремолит-гидробиотитовые, мусковит-хлоритовые метасоматиты, на средних горизонтах – кварцево-пиритовые, а на верхних – карбонатно-гидромусковитовые (рис. 18). Они подстилаются альбит-калишпатовыми метасоматитами. Жильные кварцевые руды в осевых частях метасоматических зон-колонн первоначально формировались путем метасоматоза с возникновением полосчатых и книжных текстур кварцевых жил. Кверху эти метасоматические тела сменяются кварцевыми жилами выполнения трещинных полостей. Общая вертикальная протяженность таких рудно-метасоматических зон-колонн по падению зон достигает 1,2–1,8 км.

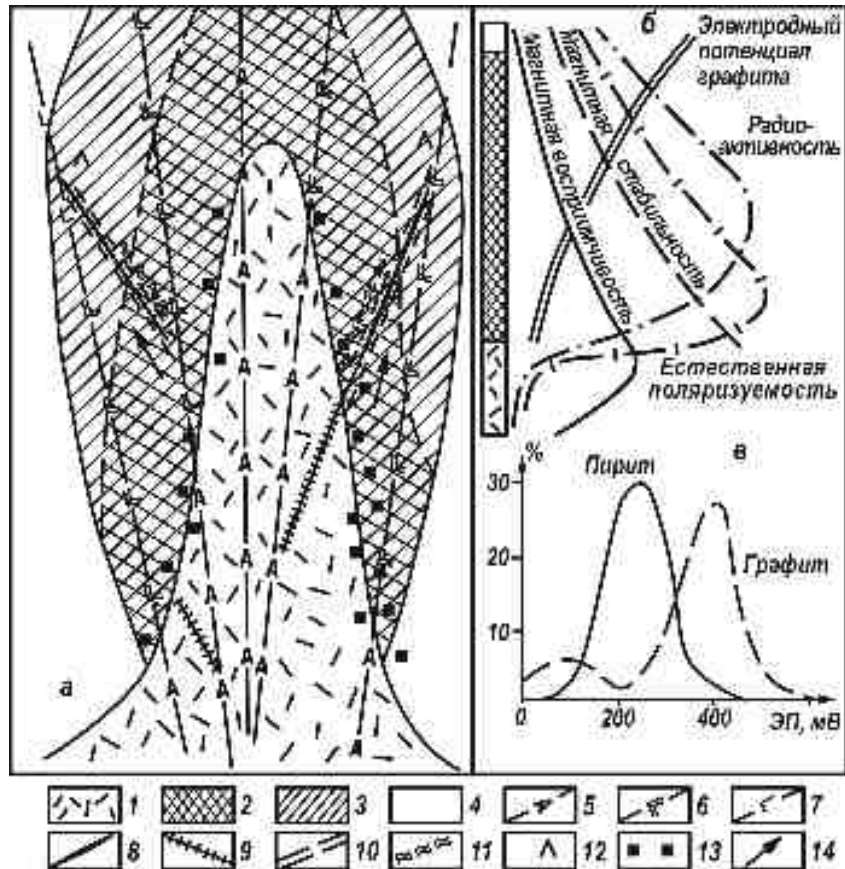


Рис.18. Физико-геологическая модель Каскадного кварцево-жильного месторождения в углеродистых сланцах кембрия Саралинского рудного поля (по А.Ф.Коробейникову и др.): *a* – модель-разрез; *б* – графики изменения физических параметров сланцев в вертикальном разрезе; *в* – графики различия электродных потенциалов (ЭП) минералов-полупроводников рудовмещающих сланцев. 1-4 – углеродисто-кремнистые сланцы ϵ : 1 – осветленные (альбитизированные, лиственизированные), 2,3 – графитизированные, окварцованные), 2,3 – графитизированные с рассеянной пирит-пирротиновой (2) и пиритовой (3) минерализациями; 4 – сланцы за пределами зоны графитизации; 5-7 – дайки габбро-диабазов ϵ_3 : 5 – альбитизированные пониженно магнитные; 6 – амфиболитизированные повышенно магнитные; 7 – умеренно магнитные; 8 – золотоносные кварцевые жилы; 9 – кварц-альбитовые жилы; 10 – березиты; 11 – околорудная графитизация; 12 – лиственилиты в дайках; 13 – участки, обогащенные пирротинном; 14 – вектор зональности состава жил

Предрудная высокотемпературная (450–220°C) стадия кварцево-полевошпатового метасоматического замещения пород сопровождалась перераспределением и выщелачиванием Si, Ca, Fe, Au. Часть золота переотлагалась во внешнюю зону слабо гидротермального изменения пород с образованием кварц-альбит-амфиболовых и кварц-калишпат-биотит-апатитовых ассоциаций. В следующую вторую стадию формировались березиты-листвениты, гидроберезиты или аргиллизиты с жильно-штокверковой продуктивной минерализацией (390–180°C). Размещение рудной минерализации по падению рудно-метасоматических колонн чаще прерывисто-волнообразное. При этом вертикальная зональность нередко выражается в смене снизу вверх более высокотемпературных кварц-золото-пирит-арсенипиритовых

(390–280°C), среднетемпературными (320–200°C) кварц-золото-полисульфидными (400–500 м выше), а затем низкотемпературными (280–110°C) кварцево-сульфосольными (400 м выше) жильными рудами в зонах березитов-лиственитов. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах жил и метасоматитов с глубиной возрастает с 200 до 360°C в интервалах 600–800 м по падению Каскадной рудно-метасоматической зоны. Эндогенная рудно-метасоматическая зональность подчеркивается зональным размещением эндогенных геохимических ореолов - надрудных Ba, Sb, Hg, околорудных Cu, Pb, Zn, Bi, Te, As, Au, Ag, W, Pt, Pd и подрудных Ni, Co, V, Cr, Mn, Ti, Be, Mo, As₂, Os.

Закономерности размещения метасоматитов и руд в физических полях

Локализация рудных тел и околорудных метасоматитов определялась сочетанием комплексов пород с определенными физическими свойствами. В физических полях (магнитных, электрических, гравитационных) это выразилось в избирательной приуроченности рудных тел и метасоматитов к аномалиям определенного знака или уровня значений напряженности (см. рис. 17–19).

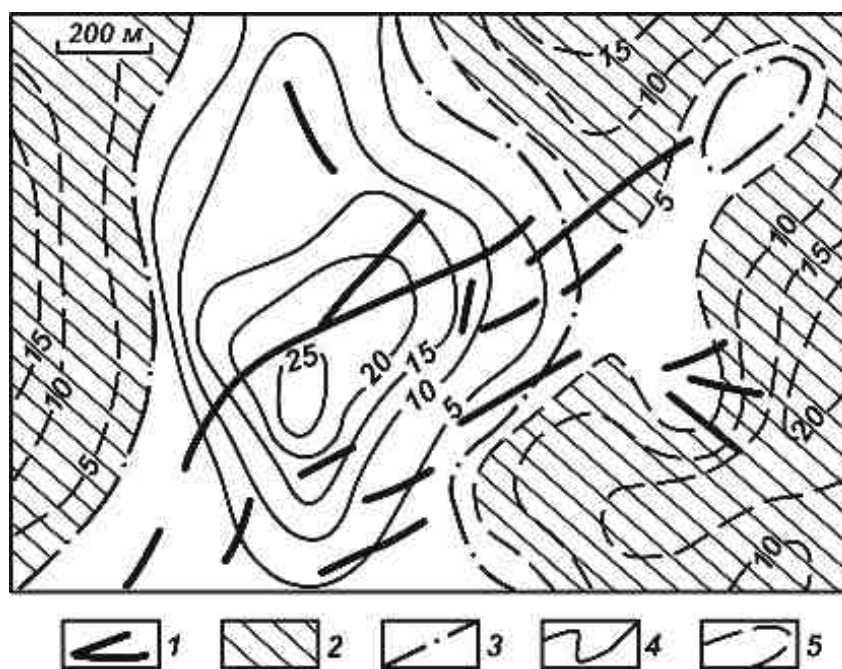


Рис. 19. Магнитогеологическая позиция жильного месторождения в гранодиоритовом массиве (по А.Ф.Коробейникову и др.).

1 – золото-кварцево-сульфидные жилы; 2 – калишпатовые и калишпат-эпидотовые метасоматиты по геологогеофизическим данным; 3-5 – изолинии осредненного магнитного поля: 3 – нулевая, 4 – положительная, 5 – отрицательная

На рис. 19–21 показана модель золото-кварцевого месторождения в гранодиоритовом массиве Центральном (Кузнецкий Алатау) и Константиновского штока Восточного Саяна, в пределах развития наиболее магнитных пород. Формирование рудогенерирующего Центрального интрузива происходило при активном участии явлений магматического замещения вулканогенных вмещающих пород основного состава. В послемагматический этап магнитность интрузивных пород изменялась еще дважды. Наиболее существенно она понижалась при площадной калишпатиза-

ции и альбитизации, а затем при околожильной березитизации. Рудные жилы месторождения Центрального размещаются на участках пород с повышенной магнитной восприимчивостью и пониженной радиоактивностью на выклинивании полевошпатовых метасоматитов. Эти метасоматиты характеризуются пониженной магнитной восприимчивостью. Размеры и интенсивность положительных и пониженных геофизических аномалий находятся в полном соответствии с масштабами и интенсивностью прошедшего щелочного автометасоматоза. Степень золотоносности кварцево-сульфидных жил резко сокращается за пределами повышенно-магнитных пород при их выклинивании. Появление магнитных аномалий среди комплекса пород обусловлено в основном повышенными содержаниями магнетита и пирротина. В стволовых кварцево-золоторудных жилах вмещающие породы с повышенной магнитной восприимчивостью контролируют размещение рудных столбов. Здесь магнитная восприимчивость вмещающих пород в 2–3 раза выше, чем магнитность аналогичных березитизированных пород за пределами месторождений. В пределах этого месторождения проявляются и более интенсивные пониженные и отрицательные аномалии магнитного поля, фиксирующие безрудные участки.

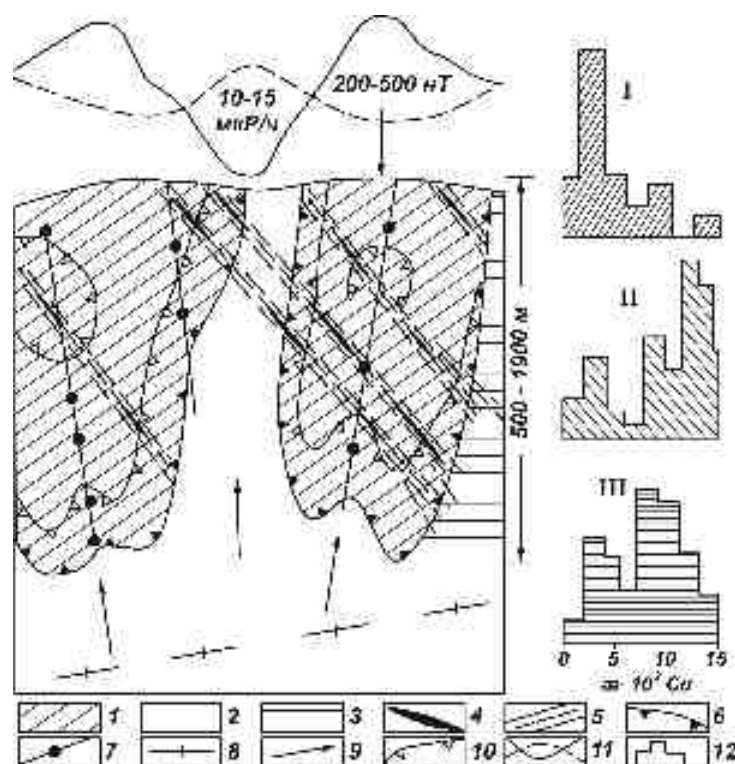


Рис. 20. Физико-геологическая модель месторождения золота в Центральном гранодиоритовом интрузиве Кузнецкого Алатау (по А.Ф.Коробейникову и др.).

1-3 – гранодиориты: 1 – повышенно магнитные, 2 – калишпатизированные понижено 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 – направления движения металлоносных растворов по зоне калишпатизации; 10 – граница развития высокотемпературных шеелитовых парагенезисов в жилах; 11 – графики радиоактивности (штриховая линия) и магнитного поля; 12 – гистограммы магнитной восприимчивости гранодиоритов из зон пониженной (I), повышенной рудоносной (II) и умеренной (III) магнитности

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.

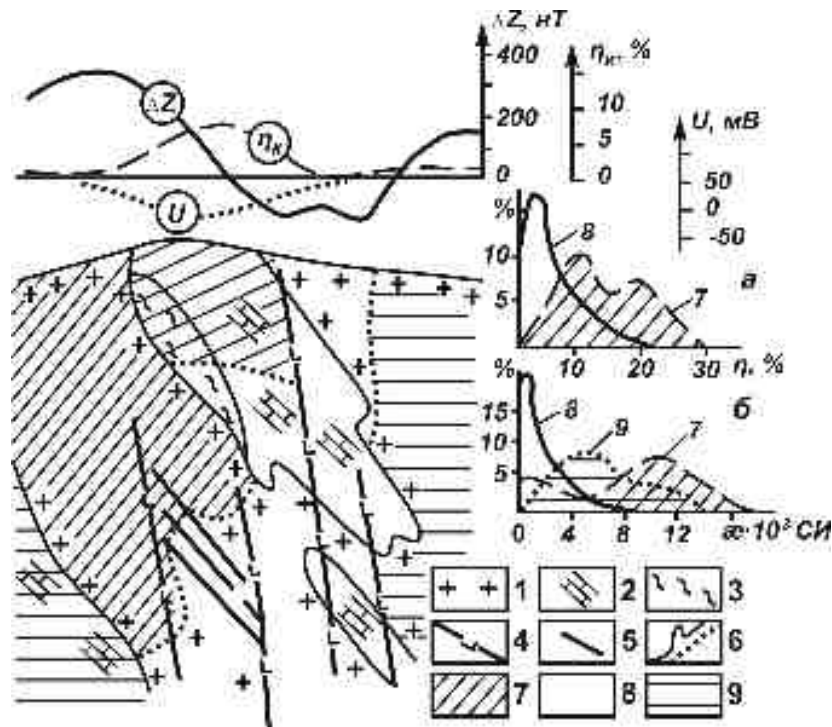
В магнитных полях рудных районов хорошо прослеживаются изменения состава и намагниченности вмещающих пород при последующем магматизме и метасоматизме. Например, в структуре мезозойской тектоно-магматической активизации Дарасунской площади Забайкалья установлено двухэтапное проявление гранитоидного магматизма. Более основные и повышенно-магнитные фации пород связаны с магматическим замещением исходных основных эффузивов и габброидов палеозоя. В этап мезозойской активизации сформировались гранодиоритовые интрузивы, которые подверглись процессам послемагматического метасоматоза – калишпатизации и альбитизации. Это привело к снижению основности гранодиоритов и их магнитной восприимчивости.

В контактовых зонах массивов формировались блоки пород с фиксацией выносимого из исходных пород железа. В результате последовательного развития магматических и метасоматических процессов и сформировались рудовмещающие породы с повышенно магнитными свойствами. Рассматриваемый рудный район представляет собой блок древних пород, сохранившийся от полного замещения мезозойскими гранитоидами, которые окружают и подстилают его. Золоторудные месторождения жильного типа располагаются на участках пород блока с повышенной магнитной восприимчивостью. Здесь магнитная восприимчивость вмещающих пород в 2 раза выше, чем магнитная восприимчивость пород за пределами месторождения. В пределах месторождения проявляются и наиболее интенсивные отрицательные аномалии магнитного поля, которые фиксируют безрудные участки. Совмещение положительных и отрицательных (и пониженных) магнитных аномалий отражает пространственную сопряженность участков мобилизации и отложения железа и других компонентов пород и является характерной особенностью данного месторождения.

Более сложные взаимоотношения физических полей и рудно-метасоматических зон установлены в Ольховско-Чибихевском контактово-метасоматическом и кварцево-жильном рудном поле (рис. 16, 17, 21). Здесь рудоносная площадь окружена графитизированными терригенно-карбонатными породами на контактах с нижнепалеозойскими гранитоидами. Графитизированные породы, особенно мраморы, сланцы, хорошо проявляются в виде аномалий вызванной поляризации. Графитизация пород осуществлялась под воздействием контактово-метасоматических, скарновых и гидротермально-метасоматических процессов.

Рудные тела контактово-метасоматического золото-пирротин-медно-сульфидного, кварцево-золото-сульфидного жильного и штокверкового типов существенно различаются в магнитном поле по степени намагниченности пород. При этом пирротинсодержащие руды контактового и жильно-штокверкового типов обладают повышенной магнитной восприимчивостью до 1850–18000 γ. В то же время кварцево-золото-сульфидные жильно-прожилковые руды без пирротина оказываются немагнитными или слабомагнитными, также как и безпирротинные контактовые сульфидные залежи. Магнитная восприимчивость таких рудных тел колеблется в пределах 12–110 γ.

Безпирротиновые кварцево-золото-сульфидные жилы и штокверки с сопровождающими березитами в общем магнитном поле выделяются узкими отрицательными аномалиями. Наиболее крупные контактово-метасоматические золото-пирротин-метасоматические залежи протяженностью на глубину до 300 м отчетливо фикси-



руются магнитными аномалиями даже при залегании на глубинах более 300 метров.

Рис.21. Физико-геологический разрез месторождения в гранитоидах восточной части

Ольховско-Чибихевского рудного поля (по А.Ф.Коробейникову и др.):

1 – граниты, гранодиориты; 2 – известняки; 3 – роговики; 4 – дайки диоритовых порфиритов; 5 – кварцево-сульфидные золотоносные жилы; 6 – границы петрографических (а) и петрофизических (б) разновидностей пород; 7 – повышено-магнитные гранитоиды и графитизированные вмещающие породы; 8 – пониженно-магнитные гранитоиды и мраморизованные, скарнированные вмещающие породы; 9 – породы за пределами изменений; а-б – вариационные кривые вызванной поляризуемости известняков и роговиков (а) и магнитной восприимчивости гранитоидов (б); приведены графики магнитного поля (ΔZ) естественной (U) и вызванной (η_k) электрических поляризации

На месторождениях, локализованных в углеродистых терригенных толщах, золоторудные тела жильного, штокверкового, вкрапленного кварцево-сульфидного типов располагаются среди лиственитовых зон и обособляются в виде аномалий геологических полей (рис. 18). Площади альбитизированных, окварцованных, 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 (рис. 18). На этих участках создавались условия наибольшего градиента электрохимических и физико-механических свойств пород. Физические параметры рудовмещающих терригенных

пород изменяются и в вертикальном разрезе рудно-метасоматических зон. С геохимической и электрохимической позиций породы зон повышенной магнитности и углеродистости благоприятны для рудоотложения. При этом наиболее выгодная ситуация для рудообразования возникла в результате многократного процесса гидротермального преобразования пород. Кроме того, в корневых частях таких рудно-метасоматических колонн боковые породы могли послужить дополнительными источниками рудного вещества при его мобилизации высокотемпературными метасоматизирующими растворами. В ряде золоторудных полей, наиболее вскрытых эрозийными процессами и горными выработками, скважинами колонкового бурения нередко фиксировались щелочные метасоматиты с пониженными концентрациями золота до 1–2 мг/т вместо 2,5–7 мг/т Au в исходных терригенных и интрузивных породах. Такие зоны мобилизации рудоподстилающих толщ фиксируются пониженными и отрицательными геохимическими ореолами и пониженными магнитными полями.

Повышенно-магнитные рудовмещающие породы обычно содержат небольшое количество метасоматических минералов. Для таких зон характерны слабо проявленные биотитизация и амфоболизация с вкраплениями магнетита. Метасоматическая природа рудовмещающих пониженно-магнитных пород доказывается пространственной сопряженностью их с площадями развития ранних кремнещелочных метасоматитов. Они располагаются на нижних горизонтах и на флангах выклинивания рудных зон. Размеры и интенсивность аномалий физических полей разного знака и напряженности, их постоянная сближенность согласуются с интенсивностью и масштабами прошедших гидротермально-метасоматических процессов. Рудовмещающие породы отличаются также пониженными содержаниями радиоактивных элементов, обогащены железом, частично золотом, особенно на контактах с щелочными метасоматитами.

В случае локализации оруденения в диоритах, гранодиоритах, плагиогранитах золото обычно в 1,5–1,8 раза выше, чем в аналогичных породах за пределами месторождений. Напротив, породы зон низкой магнитности характеризуются 1,2–1,5-кратным пониженным содержанием золота. Такие повышенные содержания Au в рудовмещающих породах рудного поля рассматриваются как концентрационные геохимические ореолы. С геохимической и электрохимической позиций породы зон повышенной магнитности и графитизации благоприятны для рудообразования. Породы содержат повышенные количества электропроводящих минералов – магнетита, пирротина, пирита, марказита, графита с различными электронными потенциалами (см. рис. 17, 18). Это создавало благоприятные условия для протекания электрохимических процессов в поступавших растворах с осаждением золота.

Для золотоносных кварцевых жил других золоторудных полей выявляются специфические линейно-вытянутые аномальные зоны магнитной, электрической восприимчивости. Они отличаются от низкочастотных аномалий рудных полей более интенсивными показателями напряженности. Такие линейно-вытянутые зоны фиксируются над скрытыми кварцево-золоторудными жилами, дайками различных пород, неминерализованными разрывами, зонами трещиноватости и над резкими перегибами в рельефе поверхности этих зон. Интенсивность аномалий зависит преимущественно от величин намагниченности, электропроводности неизмененных горных пород. Общая ширина аномальной зоны обычно составляют несколько десятков метров, а общая протяженность ее отвечает размерам кварцево-золоторудных жил. Самые интенсивные, широкие и контрастные аномалии имеют кварцевые жи-

лы, залегающие в протяженных разрывных структурах. При этом собственно кварцевая жила не отмечается в магнитном поле (если не содержит пирротин). Аномалия создается околожилными метасоматитами.

Следовательно, физико-геологическое моделирование рудных полей выполняется на основе геофизических исследований в масштабах 1:25000 или 1:50000, которыми фиксируется группа низкочастотных магнитных или электрических возмущений. Интерпретация получаемых результатов позволяет выявлять размеры рудного поля, участки локализации золоторудных тел, жильного типа и рассеянной минерализации, размещение различных петрографических разностей пород, господствующие тектоно-магматические и метасоматические зоны.

Применение методов микромагнитной съемки в масштабах 1:5000–1:2000 позволяет выявлять кроме низкочастотных аномалий и среднечастотные возмущения. Такие геофизические исследования уточняют ранее выявленные границы рудных участков, выявляют местоположение рудных тел, позволяют расшифровать структуру рудоносных площадей, а также оценивать уровень их эрозионного среза.

Выявляемые при крупномасштабном и детальном геолого-геофизическом картировании и обработанные с помощью пространственно-статистического анализа на ЭВМ параметры геофизических данных используются для создания моделей их полей и ореолов. По таким количественным данным выполняется прогноз скрытого оруденения.

6. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

Генетические модели являются моделями геологических процессов, обуславливающих формирование и геологическое строение металлогенических зон, рудных районов, рудных узлов, рудных полей и месторождений. Они позволяют прогнозировать условия локализации этих рудных объектов. Такая особенность генетических моделей используется для установления рудоконтролирующих факторов, критериев прогнозирования и для выделения рудоперспективных площадей. Основой для разработки генетической модели являются геотектонические и структурные модели, геофизические и геохимические поля, выявляемые аэрокосмическими и наземными методами. Устанавливаются минералого-петрографические парагенезисы, газожидкие, расплавные включения, изотопный состав S, Sr, Rb, Ag, O, C и других элементов на эталонных объектах, возрастные соотношения геологических образований, результаты экспериментальных исследований процессов породо- и рудообразования.

При проведении региональных прогнозно-металлогенических исследований в масштабах 1:1000000–1:200000 на закрытых и полужакрытых территориях могут применяться различные варианты генетического подхода: использование уже известных генетических моделей рудных формаций, разработка новых моделей применительно к геологическим условиям изучаемого региона, разработка частных генетических моделей применительно к конкретной площади работ. Генетическая модель базируется не только на эмпирических закономерностях, но и на современных научных представлениях по проблемам рудогенеза. Она сама может служить средством для выявления новых закономерностей или для уточнения известных и поэтому обладает предсказательными возможностями.

При генетическом моделировании учитываются такие принципы, отражающие, по Д.В.Рундвисту, общие закономерности развития оруденения.

1. Принцип геологической конвергентности, т.е. возможность возникновения сходных или даже однотипных руд, парагенезисов при различных геологических процессах.

2. Принцип унаследованности развития оруденения, определяющий совмещение в единых структурах минерализации разных эпох и закономерную преемственность в составе типов рудоносных пород, жильно-прожилковых, штокверковых образований.

3. Принцип подобия развития минерализации в разных масштабах пространства и времени.

4. Принцип симметрии Кюри–Шифрановского, определяющий основные черты зональности руд и метасоматитов.

Л.Н.Овчинников [1988] к числу главных генетических факторов, на которых основывается построение генетических моделей, относит глубинность зарождения и тип геологического процесса, порождающего рудообразование, источник рудного вещества, источник энергии рудного процесса, рудообразующий раствор, среду и механизм отложения рудного вещества, взаимодействие с вмещающими породами, зональность, термодинамическую обстановку. Именно стандартность проявления оруденения и последовательность развития рудных процессов дает возможность создания генетической модели месторождения на основе единого подхода. Конечный итог построения таких моделей выражается определенной формулой генотипа рудного

месторождения, отражающей качественный выбор параметров, характеризующих тот или иной тип оруденения, и дающий количественное выражение этих параметров.

Для эндогенных месторождений в районах широкого развития интрузивных комплексов, исходя из характера связи оруденения с магматизмом, источников рудного вещества, растворов и энергии, обособляются три группы генетических моделей месторождений: 1) имеющие прямые генетические, 2) парагенетические и 3) предполагаемые парагенетические связи с магматизмом.

К первой группе относятся модели месторождений магматического генезиса, локализованных среди различно дифференцированных интрузивных тел ультраосновного и основного составов: хромитовых, золото-платиновых, титаномагнетитовых, медно-никелевых (с Pt, Pd, Au), апатитовых, флогопитовых, редкометалльно-золотых карбонатитовых, магнетитовых.

К моделям второй группы месторождений относятся объекты порфировой группы. Они связаны с гранитоидным магматизмом: золото-медные, медно-молибденовые, золото-серебряные, золото-уран-молибденовые, нередко с платиноидами. При построении моделей группы, кроме последовательности проявления интрузивных пород, структур и состава пород, степени дифференцированности, учитываются факторы, связанные с составом вмещающих пород, а также физико-механические свойства среды рудообразования. Дается оценка роли мантийной и коровой составляющих в рудообразующем процессе.

При построении моделей третьей группы месторождений, связь которых с магматизмом лишь предполагается, основная роль отводится восходящим потокам растворов, зарождавшихся на больших глубинах в связи с процессами частичного плавления мантии, ее дегазации при диапиризме. В этих генетических моделях отражаются уровни образования гидротерм, механизм транспортировки флюидов в верхние слои земной коры, мобилизация ряда элементов из вмещающих пород на путях движения растворов, смешение с различными типами подземных вод.

При построении генетических моделей стратиформных месторождений отражаются соотношения сингенетических (по отношению к осадконакоплению) и эпигенетических процессов в формировании оруденения, характер сингенетического накопления рудных элементов (осадочный, гидротермально-осадочный), а также время и причины их эпигенетического накопления или перераспределения.

При региональных прогнозно-минерагенических исследованиях рудоносных территорий успешно разрабатываются геолого-генетические модели рудных формаций и типовые мантийно-коровые термофлюидодинамические и гидротермально-метасоматические системы [Коробейников, 1991, 2007]. Обсуждаются содержания типовых моделей формирования глубинных мантийных и внутрикоровых рудообразующих систем. При образовании крупных и уникальных золоторудных, комплексных золото-платиноидно-редкометалльных объектов происходило взаимодействие между коровыми и мантийными рудообразующими системами. Взаимодействие глубинного мантийного вещества с образованиями земной коры осуществлялось путем проникновения высоконагретых газов-флюидов, магматических расплавов и твердых тел, образующих диапировые магмо-термофлюидодинамические системы на границах земного ядра с нижней мантией и в пределах верхней мантии – земной коры.

При разработке таких моделей используются критерии проявления глубинных рудообразующих систем в земной коре. Они включают следы рифтогенеза и плюм-тектоники, палеодиапиров, выраженных блоками подстилающих разуплотненных пород земной коры; развитие на глубинах скрытых батолитов, штоков, дайковых

поясов долерит-диабаз-плагиогранитного, гранодиоритового состава; повышенные концентрации Pt, Pd, Rh, Os, Ir, Ru в золоторудных и сульфидных скоплениях; признаков фракционирования золота между твердой и жидкой фазами кристаллизующихся гранитоидных расплавов; наличие латеральной и вертикальной рудно-метасоматической зональности; выявление смешанного типа изотопных отношений Pb, Rb, Sr, Sm, Nd, O, S, C в минералах руд и метасоматитов.

6.1. Модели мантийных и внутрикоровых рудообразующих систем

Формирование эндогенных рудных месторождений обычно осуществляется тремя путями: 1) внутрикоровыми эндогенно-экзогенными рудообразующими процессами, 2) глубинными мантийными и 3) совмещенными корово-мантийными (полигенными и полихронными). Благодаря наибольшей изученности внутрикоровых рудообразующих процессов первоначально основное внимание уделялось первой группе рудных объектов. Во второй половине прошлого века, благодаря успехам глубинной геологии и геофизики, а также развитию гипотезы плюмтектоники и палеодиapiroизма, появились дополнительные доказательства в рудогенезе мантийных рудообразующих систем. Такие рудообразующие системы включают источники рудного вещества и рудообразующих флюидов – гидротермальных растворов, энергию рудообразующих процессов, геотектоническую обстановку рудообразования и глубинность рудоподстилающих блоков земной коры и верхней мантии, пути и способы транспорта рудообразующего вещества в места рудоотложения и другие сопутствующие явления. На это ранее обращали внимание ведущие ученые страны и зарубежья В.А.Обручев, М.А.Усов, С.С.Смирнов, В.И.Смирнов, Ф.Н.Шахов, Д.С.Коржинский, Л.Н.Овчинников, R.A.Rona, D.W.Buchnam, H.D.Holland, R.L.Larson и др.

В данном разделе пособия показаны региональные и локальные признаки проявления в земной коре мантийных и коровых рудообразующих систем: дистанционные аэрокосмофотографические, глубинные геофизические, в том числе сейсмотомографические, минералого-геохимические, изотопные показатели для разных типов рудных полей и месторождений. Показано, что формирование крупных и уникальных рудных месторождений осуществлялось путем взаимодействия внутрикоровых и мантийных магмо-термофлюидодинамических систем.

6.1.1. Мантийные магмо-термофлюидодинамические металлоносные системы

В глубинных слоях Земли происходят глобальные процессы преобразования консолидированного вещества благодаря внутримантийному диапиризму и высокотемпературному метасоматизму. Именно высокотемпературные глубинные флюиды, проникавшие из зон внешнего ядра – нижней мантии, обеспечивали амфиболизацию–флогопитизацию перидотитов верхней мантии с образованием отдельных слоев преобразованных–разуплотненных пород. В результате этих процессов здесь возникла «зона вторичных амфиболитов» [Anderson, 1987; Voettecher e.a., 1979; Рябчиков и др., 1980; Летников, 2006].

Для объяснения природы эндогенного рудообразования привлекается модель диапиризма, мантийно-корового метасоматизма [Коробейников, 2006]. Согласно представлениям многих геологов, диапиры возникают в результате подъема легкого, сильно разогретого вещества из пограничной области внешнего ядра и нижней ман-

тии Земли. Часть из них, поднимаясь в верхнюю мантию, формирует астеносферные линзы, которые служат потенциальными источниками магмы. Разогрев и разуплотнение мантии в краевых частях поднимающихся диапиров приводили к увеличению объема вещества и к образованию сводовых поднятий в складчатых областях. Краевая часть формирующейся сводовой структуры представляет собой относительно неглубокий приразломный–компенсационный прогиб. Такие наложенные синклинали, возникавшие в бортах и на выклинивании офиолитовых, вулканогенных, террейновых поясов, следует рассматривать в качестве компенсационных структур проявлявшихся диапиров. В таких компенсационных грабен-синклиналях впоследствии и формировались рудоносные черносланцевые формации (рис. 22).

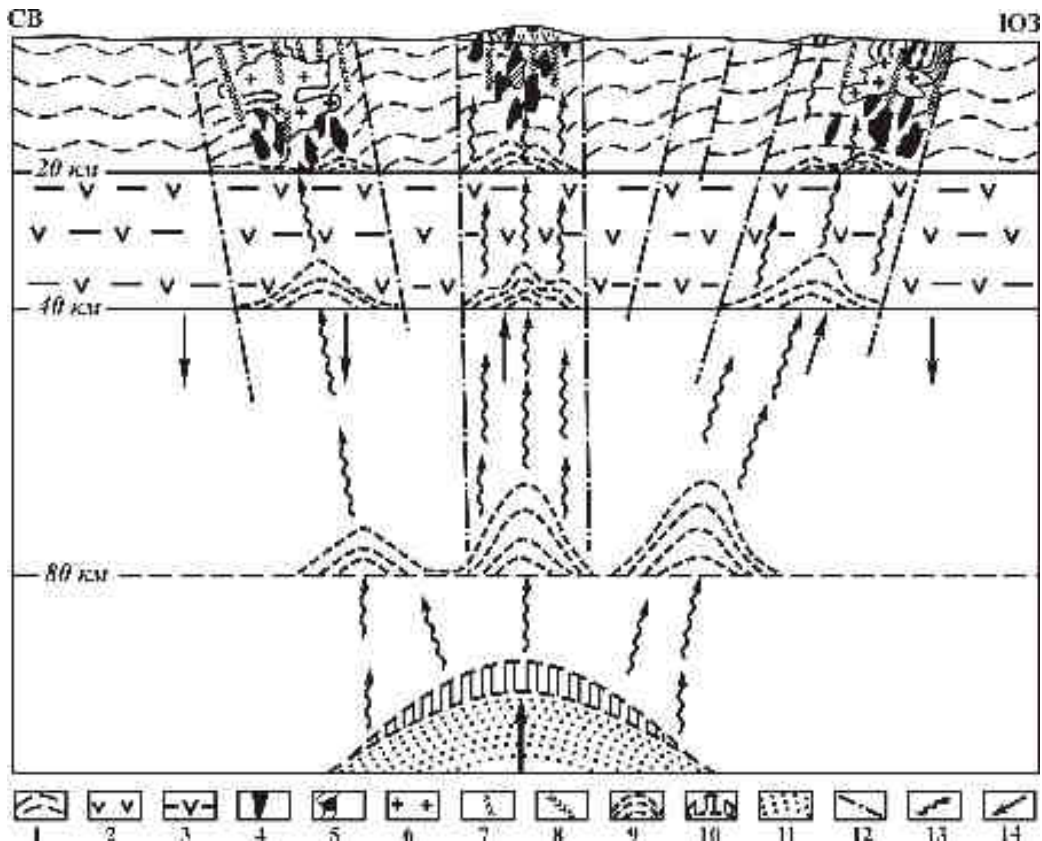


Рис. 22. Модель формирования комплексных золото-платино-платиноидных руд в черносланцевых горизонтах офиолитового пояса СВ Казахстана:

1 – седиментная кора; 2 – излившиеся андезито-базальты; 3 – комплекс высоко метаморфизованных пород; 4 – гипербазиты; 5 – габброиды; 6 – гранитоиды; 7 – дайки диорит-лампрофиров, плагиогранит-порфиров; 8 – дайки диабазов долеритов, порфиров; 9 – внутрикоровые диапиры зоны формирования средних, кислых и основных расплавов; 10 – глубинные расплавы диапира; 11 – зоны частичного плавления образований диапира; 12 – глубинные разломы I и II порядков; 13 – глубинные флюидопотоки; 14 – направление движения магмогенерирующей области диапира

Наряду с подъемом формирующегося диапира происходит частичное плавление и миграция в кору по тектоническим зонам мантийных магм, возникавших путем фракционного плавления [Рингвуд, 1981]. Высоконагретые летучие компоненты, отделяясь от диапира и поднимаясь вверх, прогревали породы земной коры и путем магматического замещения вовлекали их в магмообразование. Типичными производ-

ными таких процессов считаются породы габбро-плагиогранитной формации, широко представленные в складчатых и офиолитовых поясах и в черносланцевых толщах наложенных компенсационных синклиналей. В верхних горизонтах земной коры формировались вулканоплутонические толеит-андезитоидные металлоносные ассоциации. Такие выплавки магм продуцировались поднимающимся диапиром на глубинах 120–60 км. В земной коре они создавали промежуточные очаги на глубинах 20–5 км, в которых происходили процессы дифференциации магм, их насыщение поступающими глубинными металлоносными флюидами (рис. 23). В наиболее приподнятой части мантийного диапира (в разломах рифтогенного типа) обособились внутрисинклинальные поднятия. Здесь недифференцированные базит-ультрабазитовые магматиты формировали офиолитовые ассоциации. Они сменялись известково-щелочными сериями с небольшими объемами средне- и кремнекислых пород, образующих малые интрузии и дайки (см. рис. 22).

Условия образования золотоносных термофлюидных систем

В гипербазит-базитовых образованиях верхней мантии и земной коры содержания золота и платиновых металлов составляют от 0,5 до 47 г/т Au, при средних значениях 8–10 мг/т Au в мантии и 3–12 мг/т в земной коре. Если породы базит-гипербазитовых формаций обогащены сульфидной серой, то они несут повышенные концентрации Au и ЭПГ до $n \cdot 10^{-5}$ мас.% вместо $n \cdot 10^{-7}$ в рядовых пробах из аналогичных пород, небогатых серой. Гипербазиты, альнеиты, кимберлиты, лампроиты формировавшиеся на значительных глубинах верхней мантии при активном участии внутримантийного щелочного метасоматоза обычно обеднены золотом до 0,5–3 мг/т вместо обычных значений 8–10 мг/т в исходных магматитах. Широко проявившийся мантийный метасоматоз обеспечивал перераспределение благородных металлов не только во внешних, но и во внутренних геосферах Земли. Геохимическими исследованиями перекристаллизованных при внутримантийном метасоматозе гранатах из глубинных перидотитовых включений в кимберлитах Сибирской платформы нами было установлено двукратное сокращение содержаний золота по сравнению с исходными породами: коэффициент распределения золота K_H^{Au} составил 0,5...0,6 (рис. 23).

Кроме того, высокие концентрации тяжелых металлов в нижних частях мантии возможно связаны с явлениями накопления их в остаточных сильно флюидизированных расплавах благодаря фракционированию металлов между жидкой, твердой и флюидной фазами кристаллизующихся магм и привнесом металлов глубинными флюидами в промежуточные очаги. В начальную стадию кристаллизации толеитовых магм коэффициенты распределения между твердыми, жидкими и флюидными фазами составили $K_p^{Au} = 1,3:1:3$ и $2,5:1:21$ в конечную стадию. Для гранитоидных магм эти геохимические показатели составили 2:1:5 в начальную стадию кристаллизации и 5,5:1:(53–114) в заключительную стадию. Трансмагматические растворы также могли транспортировать Au, поскольку при кристаллизации магм в промежуточных камерах выявлено нами 2–2,5-кратное накопление этого элемента в продуктах их кристаллизации.

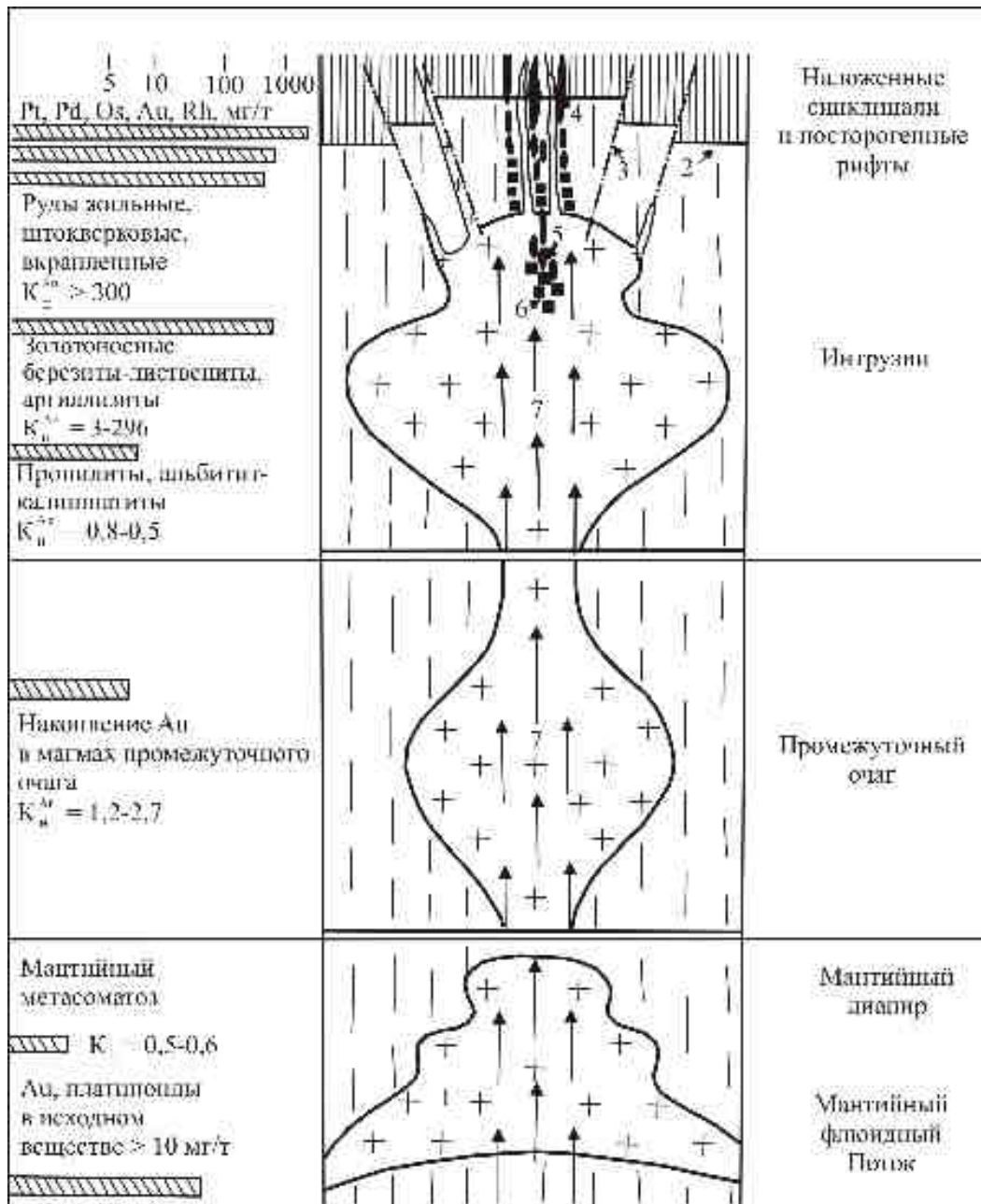


Рис. 23. Мантийно-коровая модель формирования золото-платиноидно-редкометалльных месторождений в черсланцевых толщах орогенно-рифтогенных структур протерозоя-фанерозоя

1 – гипербазит-базит-плагиогранитные интрузии; 2 – компенсационные синклинали и посторогенные рифты; 3 – региональные глубинные разломы; 4-6 – руды: 4 – жильные, 5 – штокверковые, 6 – вкрапленные; 7 – флюидный мантийный поток

Следовательно, внутримантийные процессы преобразования глубинного вещества (амфиболизация перидотитов, перекристаллизация гранатов перидотитов) сопровождались перераспределением и выносом благородных металлов флюидами до

50% от общего их количества в исходных породах мантии. Это и обеспечивало возникновение металлоносных магмотермофлюидных глубинных систем в мантии.

6.1.2. Внутрикоровые гранитоидно-гидротермально-метасоматические рудообразующие системы

Рассматривается вариант модели формирования эндогенных золоторудных и комплексных золото-платиноидно-редкометалльных месторождений, размещенных в различных структурах земной коры. Все золотые и комплексные балгороднометалльно-редкометалльные объекты (с Bi, Te, Se, Tl, W, Mo, Nb) составили единый генетический и формационный ряд рудных объектов, образованных при внедрении флюидонасыщенных магм габбро-плагиогранитного, габбро-диорит-гранодиоритового, габбро-сиенит-гранитного рядов в офиолитовых, вулканических, террейновых поясах, в зонах тектоно-магматической активизации. В наиболее крупных рудных полях и месторождениях широко проявились протяженные на глубину 1,2–4 км рудно-метасоматические колонны с элементами рудно-метасоматической зональности. Они формировались под воздействием внутрикоровых и мантийных рудообразующих магмо-флюидодинамических систем.

Рудообразующие внутрикоровые системы формировались в связи с развитием флюидонасыщенных гранитоидных интрузий и сопровождающих гидротермально-метасоматических процессов, магмо-рудно-метасоматические системы такого типа возникали и развивались через промежуточные очаги в земной коре на глубинах 15–5 и 5–1 км. Здесь магматические процессы сопровождались метасоматозом площадного типа (контактный и щелочной автосоматоз): образование магнезиально-известковых золотоносных скарнов, послескарновых метасоматитов-грейзенов (редко), альбит-калишпат-биотитовых, серицитовых, березит-лиственитовых, гумбеитовых, эйситовых, аргиллизитовых, пропилитовых метасоматитов с образованием крупных рудно-метасоматических колонн протяженностью 1,2–4 км по вертикали (при совмещении внутрикоровых и мантийных магмо-термобарофлюидных колонн). В нижних частях таких рудно-метасоматических колонн размещены ранние метасоматиты (амфиболовые, альбит-калишпат-биотитовые или пропилитовые); в средних – грейзены, березиты-листвениты, гумбеиты с золото-платиноидными рудами; в верхних – эйситы, аргиллизиты с золото-серебряными, золото-палладий-теллуридно-сурьмяными рудами. В нижележащих щелочных метасоматитах иногда проявляется вкрапленная золото-платино-редкометалльная минерализация. Это обобщенная модель рудно-метасоматической зональности, составленная по данным конкретных месторождений для типового рудного поля.

Золоторудные, золото-платиноидные рудные районы, рудные поля и месторождения располагаются в террейновых, вулканогенных, офиолитовых поясах, окраинных частях сводовых поднятий и срединных массивов с двухъярусным вулканогенно-терригенным или карбонатно-сланцевыми разрезами верхней части земной коры умеренной мощности в 35–48 км. Региональные закономерности формирования и размещения таких рудных районов, рудных полей и месторождений в складчатых поясах определялись рифтогенными структурами горсто-грабенового типа, осложненных ограничивающими региональные структурные блоки (с черносланцевыми толщами) глубинными продольными разломами I порядка, а также сквозными поперечными разломами II порядка, участками их пересечений с зонами трещиноватости II и III порядков. Все они отражают собой сложно-боковое строение оснований верхнекорковых рудоносных структур. Глубинные разломы фиксируются сериями разры-

вов-сколов, зон трещиноватости, гранитоидами повышенной основности, телами базит-гипербазитов, дайками долерит-диабазового, диорит-лампрофирового, порфирирового составов, площадными и локальными метасоматитами. Глубина проникновения таких разломов достигает 20–220 и даже 300 км (по данным глубинных сейсмических зондирований по профилям ГСЗ-МОВЗ) (Бакырчикский, Мурунтауский, Зун-Холбинский, Сухоложский, Нежданинский и другие рудные районы) (см. рис. 22, 23).

Рудные поля характеризуются сложноблоковым внутренним строением и располагаются в узлах наиболее усложненных продольных и поперечных складчато-разрывных структур регионального типа в зонах активного проявления палеодиapiroзизма. Самые крупные золоторудные и комплексные золото-платиноидные рудные поля и месторождения локализованы в блоках с неоднократным проявлением глубинного мантийного и внутрикорового магматизма и метасоматизма. Размещение таких рудных объектов в рифтогенных блоках земной коры контролировалось разломами, зонами трещиноватости, дробления, милонитизации и метасоматического замещения пород на участках развития черносланцевых толщ, прорванных интрузиями гипербазит-базит-плагиогранитных, диорит-гранодиорит-гранитных, диорит-сиенит-порфирировых, гранитных комплексов и даек, штоков долерит-диабазового, диорит-лампрофирового, гранодиорит-сиенит-порфирирового рядов. Гидротермально-метасоматические процессы протекали в верхних частях земной коры при распаде глубинной магмо-флюидной системы над мантийными диапирами. Они обеспечивали разуплотнение исходных пород благодаря явлениям гидратации-метасоматоза с увеличением объемов измененных пород на 12–22 об.%. Избыточное объемное разрастание отдельных крупных блоков глубинных пород, подверженных мантийно-коровому метасоматизму, приводило к диапиризму и рифтообразованию. Все это способствовало заложению новых разломов, разрывов II порядка, зон трещиноватости и горсто-грабеновых структур компенсационного типа. Одновременно происходило подновление ранее заложенных разрывных структур [Коробейников, 2006, 2007].

Краевые участки развивавшихся диапировых куполов представляли собой приразломные компенсационные прогибы, в которых формировались рудоносные черносланцевые формации или вулканогенно-осадочные блоки. Внутригеосинклинальные поднятия и рифтогенные компенсационные впадины, прогибы возникали в боках структур с наибольшим подъемом мантийного диапира. Ряд из них развивался на выклинивании рифтогенов или в бортах зеленокаменных, вулканических, офиолитовых поясов на участках активного рифтогенеза и связан со становлением базитовых, гипербазит-базит-плагиогранитных интрузивных серий в разломах глубокого заложения. Например, золоторудные поля Саралы в Кузнецком Алатау, Зун-Оспы, Зун-Холбы в Восточном Саяне, Бакырчика Западной Калбы, Кумтора и Мурунтау в Тянь-Шане; Бамского и Дукатского в Приамурье. Нередко в таких структурно-формационных зонах наблюдается совмещение разноглубинных магматитов, рудно-метасоматических колонн с возникновением рудно-метасоматической зональности регионального и локального типов [Коробейников, 2007].

Региональная и локальная эндогенная зональность рудных полей

Региональная металлогеническая зональность проявляется как смена различных формационных типов руд и сопровождающих метасоматитов относительно интрузивных тел по простирацию отдельных структурно-формационных зон, на участках

их осложнения дуговыми, линейно-поперечными, очагово-кольцевыми, линейно-продольными (по отношению к осям складчатых систем) структурами. Они фиксируются гранитоидными интрузивами, дайковыми поясами и разнообразными метасоматитами. Эти метасоматиты формировали протяженные по латерали крупные и мелкие рудно-метасоматические зоны, протяженность которых нередко составляет 8–12 км. Здесь золотые, комплексные золото-платино-редкометалльные руды парагенетически связаны с многообразными орогенно-рифтогенными гранитоидными интрузиями повышенной основности: с ранними субдукционно-коллизионными габбро-плагиогранитными и поздними рифтогенными габбро-сиенит-гранитными, диорит-сиенит-порфиоровыми интрузиями. Все они относятся к интрузивным сериям мантийного и внутрикорового типов.

В пределах складчатых поясов, складчатых и рифтогенных подвижных зон проявлялись геосинклинальные, орогенные и посторогенные-рифтогенные магматиты с сопровождающими метасоматитами и Au-Ag-, Au-W, Au-Pt, Pd, Bi, Te, Sb рудами. В начальный этап развития складчатых поясов возникали близповерхностные вулканоплутонические зоны с сопутствующими пропилитами, метасоматическими кварцитами, серицитовыми, аргиллизитовыми метасоматитами с прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализацией промышленного значения. Они связаны с эффузивно-интрузивным базальтоидным магматизмом. Затем формировались гипабиссальные-среднеглубинные гранитоидные интрузии повышенной основности (гранитоиды «пестрого состава» по терминологии Ю.А.Кузнецова) с метасоматитами и рудами золото-скарновой, золото-скарново-магнетитовой, золото-редкометалльно-альбитит-грейзеновой, золото-кварцево-березитовой, золото-кварцево-сульфидной, золото-серебряно-сурьмяной формаций. На этапе рифтогенеза и тектономагматической активизации структур формировались гипабиссальные-малоглубинные габбро-диорит-гранодиоритовые, габбро-сиенит-гранитные, андезитовые магматиты с сопровождающими пропилитами, эйситами, аргиллизитами с золото-медно-скарновыми, золото-медно-порфиоровыми, золото-серебряно-теллуридными, золото-антимонитовыми, золото-аргентит-киноварными близповерхностными рудами. Обычно золотое, золото-серебряное, золото-редкометалльное (с W, Mo, Bi, Te, Se, Sb, Tl) оруденение проявляется в связи со становлением I и II фаз гранитоидных интрузий, даек пестрого состава, а с III и IV фазами интрузий гранодиорит-порфиорового типа связаны молибден-вольфрамовые и оловянные руды с редкими элементами Bi, Te, Se, Tl, Sb, Nb, Ga, Sr, Sc. В пределах наиболее крупных металлогенических зон появляется региональная магмо-рудно-метасоматическая и геохимическая зональность. Она обусловлена глубиной становления интрузий (2–7 км), метасоматитов и руд (0,5–4 км) и величиной эрозионного среза отдельных структурных блоков этих зон. Например, на Урале проявились металлогенические зоны с совмещенными золото-платиносодержащими скарнами внизу рудно-метасоматических колонн и золото-платиноидными медно-порфиоровыми рудами вверху этих колонн – Гумешевское и Тарутинское скарново-медно-порфиоровые (с Au, Pt, Pd) месторождения.

Для золотогенерирующих гранитоидов Сибирского перикратонного металлогенического пояса выявлена региональная зональность в распределении минеральных типов комплексного оруденения: в гранитоидных массивах залегают руды грейзеново-редкометалльного типа; в контактах интрузивов – жильные золото-платиноидно-редкометалльно-сульфидные, а далее – сульфоантимонитовые золотоносные на удалении от гранитоидов. Флюидный режим таких интрузий отвечал высокой их восста-

новленности при близкой активности HF и HCl в минералообразующих системах – магмах–флюидах. Это и обеспечило формирование комплексных золото-платиноидно-редкометалльных руд в общих металлогенических поясах.

В рудном поясе Цыньлинь южной части Китайской платформы выявлена такая металлогеническая зональность рудных зон [Хэ Ин, 1998]. Здесь с северо-запада на юго-восток пояса при погружении основания архейского массива зональность оруденения соответствует такой последовательности: Au → Mo → W → Pb, Zn. Она обусловлена сменой типов эндогенных руд: золото-кварцевые жилы → золотоносные брекчии и штокверки; молибден-порфиновые → молибден-вольфрам-скарновые. Подобные закономерности размещения комплексного эндогенного оруденения установлены и в пределах металлогенического пояса Нанлинь в Южном Китае.

В юго-восточной части Сибирской платформы установлены три складчатые системы, различные по времени своего образования: наиболее древняя Алданская, протерозойская Станового хребта и Байкальская. С северо-запада на юго-восток при погружении основания платформы зональность оруденения изменяется по следующей схеме: Au–W, Mo–Sn, Pb, Zn. В Забайкальском складчатом регионе проявились интенсивные процессы рифтогенеза и тектоно-магматической активизации. Примером структур с совмещенным комплексным оруденением является известный золото-молибденовый пояс, выделенный С.С.Смирновым.

Продуктивные гранитоидные интрузии контролировались рифтогенными глубинными разломами. Они несут следы магматического замещения и щелочно-кислотного аутометасоматоза, а непродуктивные интрузивы таких изменений лишены. Для продуктивных интрузий свойственны: повышенная основность, натриево-калиевая специализация пород ($Na:K=1,5-2,5\%$), резко выраженный щелочно-кислотный аутометасоматоз; развитие магнезиально-известковых скарнов, послескарновых метасоматитов и пород двух петрохимических рядов: диоритов-монцонитов и плагиогранитов-гранодиоритов; преобладание Cl над F во флюидной фазе интрузий ($Cl:F=2-50$). Породы и минералы продуктивных гранитоидных интрузий и сопровождающих метасоматитов (магнезиальных, известковых скарнов, послескарновых метасоматитов) обогащены Au (\bar{x} 3...7 мг/т, $V > 80\%$, $K_H \geq 2-3$ для гранитоидов и \bar{x} 10...350 мг/т, $V \geq 100\%$, $K_H \geq 5-250$ для скарнов, послескарновых метасоматитов). Для непродуктивных интрузий – \bar{x}_{Au} 0,5–3 мг/т, $V_{Au} < 70\%$, $K_H^{Au} \leq 0,8-1,7$ и сопровождающих метасоматитов – \bar{x}_{Au} 5...8 мг/т, $V_{Au} < 80\%$, $K_H^{Au} < 1-4$.

Для продуктивных интрузий намечается общая тенденция к накоплению Au до K_H 1,1...2,5 от образований ранней фазы к поздним дифференциатам II и III фаз. Выявленная тенденция накопления золота в породах и минералах поздних дифференциатов таких интрузий свидетельствует о накоплении его в остаточных расплавах (K_H^{Au} 1,1...2,7) и особенно во флюидах области субсолидуса (K_H^{Au} 53...300). Установлено многократное накопление Au при формировании поздних фаз (III–IV) симметрично-зональных дайковых тел габбро-долеритов (Саралинское золоторудное поле). Здесь в ранних габбро-долеритах выявлены содержания Au 1,8–2,9 мг/т, а в поздних габбро-долеритах III–IV фаз внедрения – 3,4–14 мг/т и K_H^{Au} 1,1...7,5. Выявленные тенденции свидетельствуют о накоплении золота в поздних порциях магматического расплава. Это связано с особенностями дифференциации магм в промежуточном очаге и привнесом золота в магматическую камеру глубинными флюидами. Коэффициенты распределения золота между жидкой, твердой и флюидной фазами кристаллизовавшихся расплавов составили 1,3:1:3 в начальную и 2,5:1:21 в

конечную стадии кристаллизации толеитовых магм и 2:1:5 и 5,5:1:53...114 гранитоидных расплавов [Коробейников, 1987].

Трансмагматические флюиды (при гранитизации и в повторных магматических камерах) также могли привносить золото в промежуточные магматические камеры, поскольку при кристаллизации толеитовых и гранитоидных расплавов в этих промежуточных камерах выявлено 2–2,7 и 2–5,5-кратное накопление металла в продуктах их кристаллизации. Кроме того, установлено его существенное накопление (K_H^{Au} 1,7...114) в минералах магнезиальных скарнов, формировавшихся в магматический этап становления интрузий.

6.2. Типовые мантийно-коровые модели рудообразующих систем золоторудных полей и месторождений

При образовании крупных и сверхкрупных месторождений благородных и редких металлов в различных структурах земной коры происходило взаимодействие между коровыми и мантийными рудообразующими системами. Взаимодействие глубинного мантийного вещества с образованиями земной коры осуществлялось путем проникновения высокотемпературных газов–флюидов, магматических расплавов и твердых тел, образующих диапировые магмо-термофлюидодинамические системы на границах земного ядра с нижней мантией и в пределах верхней мантии – земной коры.

Плюмтектоника, рифтогенез, диапиризм и рудообразующие системы

Золотые, золото-серебряные и комплексные золото-платиноидно-редкометалльные (Au, Ag, Pt, Pd, Os, Rh, Ir, Bi, Te, Tl, W, Mo, Be, Nb, REE) рудные ассоциации промышленного значения проявляются в различных геологических обстановках [Коробейников, 1999, 2006, 2007]. Такие нетрадиционные комплексные руды золота серебра, платиновых и редких металлов выявлены в золоторудных, скарново-железорудных (с Au, Pt, Pd), медно-молибден-порфириновых (с Au, Bi, Te, Se, Tl, W, Sc, Pt, Pd, Os), редкометалльно-редкоземельно-карбонатитовых (с Au, Pt, Pd, Os), редкометалльно-альбитито-грейзеновых (с Au, Be, Ta, Nb, Pt, Pd), золото-сульфидно-черносланцевых (с Au, Pt, Pd, Ir, Os, Bi, Te, Se, Tl), колчеданно-полиметаллических (с Au, Bi, Te, Se, Tl, W, Pt, Pd), океанских железо-марганцевых и сульфидных образованиях. В генетическом отношении они относятся к полигенным образованиям, включающим осадочно-гидротермальные и магматогенно-гидротермальные парагенезисы (рудные поля, месторождения Сухой Лог Восточной Сибири, Бакырчик–Васильевское в Казахстане, Мурунтау в Узбекистане, Кумтор в Киргизии, Воронцовское и Светлое на Урале и другие).

Комплексные рудные поля и месторождения нетрадиционного типа формировались в рифтогенных зонах складчатых поясов, сводово-глыбовых и террейновых структурах (с черносланцевыми металлоносными горизонтами), в зонах тектономагматической активизации (ТМА). В их образовании участвовали либо внутрикоровые гранитоидно-рудно-метасоматические, либо мантийные магмо-термофлюидодинамические, либо совмещенные полигенно-полихронные рудообразующие системы. Например, на крупнейшем золото-платиновом месторождении Сухой Лог по абсолютному возрасту обособились два геологических события: гидротермальное рудообразование в $439 \pm 320 \pm 16$ млн. лет при формировании черносланцевых толщ 900–800 млн. лет назад и их метаморфизма 500–550 млн. лет назад,

что свидетельствует о значительном отрыве во времени рудоотложения от процессов образования сланцевых толщ и их регионального метаморфизма [Лаверов и др., 1997]. Наиболее крупные рудные объекты возникали на участках активного проявления плюмтектоники, рифтогенеза, палеодиапиризма, метасоматизма. Формирование таких комплексных месторождений обеспечивалось процессами глубинного палеодиапиризма и гидротермально-метасоматическими явлениями в условиях их наложения на ранее образованные осадочным путем черносланцевые толщи в компенсационных синклиналиях.

Все эти явления активного проникновения энергии и вещества в земную кору происходило на фоне длительно развивавшихся мантийно-коровых палеодиапиров, возникавших под воздействием глубинных высокотемпературных магмо-флюидных потоков в расколах мантии и земной коры (см. рис. 22, 23). Возникавшие рудные поля и месторождения фиксируются дистанционными, наземными глубинными геофизическими, в том числе сейсмотомографическими, геохимическими методами в форме аномалий по границам нижнекоровых, верхнемантийных неоднородностей блоков разуплотненных горных пород. Выявляются ореолы перераспределения, мобилизации, обмена и накопления металлов при воздействии глубинных флюидных систем. Комплексные рудные поля и месторождения размещаются по границам таких полей и окружены отрицательными и пониженными значениями их напряженности и располагаются над гравитационными ступенями глубинных сейсмических, палеомагнитных зон, отражающих следы воздействия былых флюидопотоков.

Тектонические процессы, происходящие в различных слоях земных, приводят к появлению высоконапряженных электрических и электромагнитных полей [Воробьев, 1980]. Именно тектономагматические процессы порождают в горных породах механоэлектрические явления, а разряд этой энергии инициирует и поддерживает энергетически вторичные тектономагматические процессы в разных слоях Земли. На глубинах 15–5 км породы земной коры имеют наименьшую проводимость. А это приводит к возникновению здесь электрических полей наибольшей напряженности. Этими причинами можно объяснять локализацию здесь богатых руд.

Разработанная теория вихревых токов в жидком ядре позволяет говорить о плазменном состоянии в ядре, а во внешнем ядре идет сильная ионизация атомов [Воробьев, 1980]. Кроме того, энергетической основой глубиной тектоники, рифтогенеза, палеодиапиризма могли служить периодически повторяющиеся объемные деформации и их упругие последствия [по Глухманчуку, 1992], если принять их геосолитонную природу. Именно импульсная дегазация ядра и мантии Земли, в условиях сверхвысоких давлений и температур, обеспечивала появление плюмов как геосолитонных образований или самоорганизующихся систем по И.Р.Пригожину. Фиксируемые глубинными геофизическими методами (сейсмическим или гравитационным зондированием) блоки отрицательных и пониженных гравитационных и магнитных зон, вероятно, подтверждают структурные ловушки для глубинных металлоносных флюидов как продуктов внутримантийных магмо-флюидодинамических систем. Возникавшие периодически силовые–волновые поля, энергетически обусловленные тепловым воздействием этих систем в верхней мантии и земной коре, трансформировались затем в объемные минералого-геохимические поля благодаря явлениям перераспределения вещества и его «стягивания» в благоприятные зоны разуплотненных пород на глубинах 10–1 км.

6.3. Геолого-генетические модели золотоносных рудно-магматических систем Забайкалья

При построении этих моделей А.М. Спиридонов с коллегами [2006] использовали формулу генотипа рудного объекта предложенную Л.Н. Овчинниковым [1988].

Глубинность геологического процесса, порождающего рудообразование. Авторами установлено, что среди рудопродуцирующих интрузий, локализованных в очагово-купольных и очагово-депрессивных структурах, главную роль играли глубокодифференцированные интрузии шошонит-латитовой и высококаалиевой известково-щелочной магм. Исследованиями показано совмещение в пространстве и перемежаемость во времени шошонит-латитовых и известково-щелочных серий магматитов Дарасунской, Карийской, Любавинской, Широкинской, Балейской, рудно-магматической систем. Вариации значений изотопов стронция, серы, кислорода, углерода в породах рудогенерирующих интрузий свидетельствуют о смешении мантийных и коровых расплавов. Например, в породах интрузий Дарасуна отношение Sr^{87}/Sr^{86} варьируют от 0,7050 до 0,7130, значения изотопов серы сульфидов руд от +7,8 до +0,7‰, изотопов кислорода в кварце рудных жил от +13,0 до 4,7‰, в карбонатах рудных жил от +22,3 до 14,9‰, изотопов углерода в этих карбонатах от -3,9 до -12,7‰.

Геодинамическая обстановка. Основные структуры Монголо-Охотского складчатого пояса сформировались в результате коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Надвигообразование, складчатость и магматизм следовали в период средней и поздней юры. Повышенная проницаемость Монголо-Охотской сутуры способствовала проникновению в континентальную литосферу мантийного вещества из астеносферного выступа. Это привело к образованию очагово-купольных структур, связанных с горячими точками, магматизму и новому орогенезу. Месторождения золота расположены в структурах центрального типа. Эти структуры насыщены субвулканическими телами и дайками в кольцевых и радиальных разломах. Благодаря растяжениям в кровлях магматических камер под вулканами возникли кольцевые структуры. Купольно-кольцевые постройки обычно включают несколько месторождений и многочисленные рудопроявления, расположены в радиальных и концентрических разрывах, чаще на пересечениях с кольцевыми разломами.

В раннем мелу широко проявился рифтогенез с образованием очагово-депрессивных структур благодаря коллапсу («расползание» в стороны) коллизионного поднятия, после прекращения сжатия, и конвекции в мантии в связи с активностью горячей точки, перекрытой литосферой. Это привело к формированию оруденения золото-серебряной формации в очагово-депрессивной структуре балейского типа. Эти купольно-кольцевые постройки в депрессии характеризовались условиями вздымания в период рудообразования.

К этим структурным формам приурочены протяженные горизонтальные рудные столбы золото-серебряной ассоциации. Столбы имеют аркообразную форму и обусловлены спецификой движения восходящих флюидных потоков. Самые крупные и богатые по содержаниям полезных компонентов (Au, Ag, Bi, Te, W, Mo, Cu) месторождения локализуются в центре купольно-кольцевых структур или приподнятых блоков. Авторы полагают, что благодаря длительности существования «горячего пятна» коллизионные и рифтогенные золотые месторождения имели общие мантийные ис-

точники рудного вещества и общие пути проникновения рудообразующих магм и флюидов.

Геологические процессы, порождающие рудообразование. В результате взаимодействия верхнемантийного базальтоидного магматизма (шошонит-латитовой магмы) происходило плавление континентальной коры с образованием в промежуточных камерах известково-щелочной и высококаалиевой известково-щелочной магм. Источником шошонит-латитовых магм считается астеносферный выступ, возникший в процессе сжатия при коллизии континентов. Воздействие высоконагретых шошонит-латитовых магм на земную кору и привело к выплавлению промежуточных кислых магм с повышенной щелочностью. Эти магмы развивались на коллизионном и рифтогенном этапах становления региона. Наблюдается тесная пространственная связь субвулканических образований, купольно-кольцевых построек диаметром 10-20 км и проявлений золота (рис. 5).

Источники рудного вещества. Источниками рудного вещества являлись мантийные очаги, промежуточные очаги в земной коре и вмещающие породы. На мантийную и коровую природу магм и металлоносных флюидов указывают:

- участие и латитовых и известково-щелочных магм в рудогенезе в общих купольно-кольцевых постройках;
- пространственная и временная, а в Дарасунской рудно-магматической системе и генетическая, связь золотого оруденения с магматизмом, по данным исследований флюидных включений в минералах обоснован непрерывный переход от магматического к гидротермальному этапу развития рудно-магматических систем;
- Sr-изотопные данные свидетельствуют о том, что источником флюидов была неистощенная, недифференцированная мантия, обогащенная рудными и некогерентными элементами; это подтверждают изотопные составы свинца, серы, кислорода, углерода во включениях сульфидов, кварца, карбонатов рудных жил.

Участие вмещающих пород в рудном процессе подтверждается первичной обогащенностью пород золотом, его перераспределением и мобилизацией при метасоматическом преобразовании пород, а также изменчивым составом изотопов серы, углерода и кислорода.

Источники рудообразующего раствора. Исследования состава флюидных включений в минералах метасоматитов и руд подтвердили, что главной металлоносной средой являлась водная среда. Доказанная связь золотых месторождений с малыми интрузиями позволила классифицировать эти воды как магматические. В процессе функционирования гидротермальной системы эти воды (флюиды) смешивались с вадозовыми. В этот период происходило осаждение рудных элементов с формированием Дарасунской, Карийской, Балейской рудно-магматических систем. Источником рудообразующих растворов кроме жидкой явились и газовая составляющая. Исследования включений силикатного расплава в гранодиорит-порфирах, щелочных гранитах рудопроизводящих интрузий Дарасунской и Карийской рудно-магматических систем подтверждает возможность переноса металлов также расплавами. Поэтому источниками рудообразующих растворов следует считать магматические воды, газовые флюиды, расплавы и грунтовые и смешанные воды.

Источник энергии рудного процесса. Обеспечивался тепловой энергией Земли (внутреннее тепло), внедрением субщелочных магм с образованием купольно-кольцевых построек, наличием сутурной зоны и разломов глубинного заложения. С ранней юры и до конца раннего мела под зоной Монголо-Охотского складчатого пояса существовало «горячее мантийное пятно» – астеносферный выступ как источ-

ник тепловой энергии. Декомпрессия астеносферы и взаимодействие с подошвой утолщенной коры привели к плавлению её нижних слоёв. Мантийные магмы здесь смешивались с коровыми и совместно с флюидами проникали в верхние слои земной коры по разломам глубинного заложения. Малые интрузии, жерла вулканов, региональные разломы служили путями тепломассопереноса в формирующих рудно-магматических системах. При этом каждая рудная система развивалась в течение 40–60 млн. лет. Например по К–Ag и Sr- изотопным данным возраст Дарасунской системы оценивается в 65 млн. лет: от 175±5 до 111±5 млн. лет.

Рудообразующий раствор состоит из растворителя, жидкого растворенного вещества и растворенного газа. Существенная роль газовой составляющей во флюидных включениях золотоносных рудно-магматических систем очагово-купольного типа, проявления эксплозий, интенсивное развитие турмалина (температура кристаллизации 400°C) свидетельствуют о газообразном состоянии рудообразующего раствора при образовании Дарасунского, Карийского, Любавинского месторождений. При формировании балеиских золото-серебряных руд очагово-депресссионного типа господствовала уже жидкая фаза.

Жидкое *растворенное* вещество включало Au, Ag, As, Cu, Bi, Pb, Zn, Sb, W, В, Hg, Fe в форме комплексных галоидных и серных соединений. На раннем этапе функционирования Дарасунской рудно-магматической системы основную роль в переносе золота играли гидрохлоридные и хлоридные комплексы, а в конце этапа – только хлоридные. На продуктивном этапе господствовали гидросульфидные комплексы.

В Балеиском грабене господствовали металлоносные гидрокарбонатные растворы, обогащенные кремнезёмом, галоидами, щелочами, кальцием, магнием, литием и фтором. На начальных стадиях отмечалась активность калия, что привело к отложению адуляра и карбонатов. Затем более активным становился хлор. Активность щелочей, особенно калия, отмечалась в очагово-купольных структурах. Максимальные содержания золота и его спутников здесь приурочены к участкам накопления серы и выноса калия и натрия.

Растворенный газ в гидротермах представлял состав Cl, В, S, CO₂. При этом бор обеспечивал отложение турмалиновой минерализации в начале рудного процесса. Турмалин весьма характерен для золоторудных месторождений Забайкалья. Углекислота и сера участвовали в рудном процессе весьма активно, но их роль резко возрастала в период формирования сульфидов, карбонатов продуктивной стадии. CO₂ господствовала в заключительных порциях гидротерм. На золото-серебряных месторождениях очагово-депресссионного типа в составе газовой составляющей гидротермального раствора господствовали уже CO₂, Cl, S и F.

Среда отложения. В очагово-купольных структурах рудовмещающими породами оказались габброиды, гранитоиды, вулканиты, реже гнейсы, кристаллические сланцы и метаморфизованные сланцы.

В очагово-депресссионных структурах господствуют вулканогенно-осадочные отложения балеиской серии. По представлениям Н.В. Петровской с соавторами золото-серебряное оруденение балеиского типа приурочено к породам с повышенными значениями эффективной пористости, модуля упругости, физико-механических свойств. Поэтому отложения среднебалеиской свиты исходя из этих позиций оцениваются как наиболее благоприятные для рудоотложения.

Механизм отложения. В основу процесса рудоотложения А.М. Спиридонов с соавторами определяют «трещинный метасоматоз», при котором конвективный

транспорт вещества по трещинам сочетается со сложным движением раствора в пористой среде. На основе предложенных Л.Н. Овчинниковым, А.М. Масаловичем «особых температурных точек воды в 410, 340, 270, 225, 165, 100, 80, 40°C» предлагается рассматривать многостадийность рудообразования.

На золоторудных месторождениях Забайкалья очагово-купольного типа выделяются следующие стадии рудного этапа: кварц-висмут-теллуридовая (450°C); турмалиновая (430–320°C); кварц-актинолит-магнетитовая (395–320°C); колчеданная (390–275°C); полиметаллическая (315–230°C); сульфосольная (300–200°C); сульфоантимонитовая (270–150°C); пострудная кварц-карбонатная (120–75°C).

В месторождениях балецкого типа, образованных в очагово-депресссионных структурах, обособились такие стадии рудного этапа: адуляр-карбонатно-кварцевая (250–200°C); пираргирит-миаргиритовая (230–220°C); пострудные кварц-антимонитовая (165–125°C) и кварц-карбонатная (165–80°C). Температуры минералообразования определены по данным изучения газовой-жидких включений в минералах руд и метасоматитов Ю.В. Ляховым [1980], В.Ю. Прокофьевым с соавторами.

Кроме того, во всех исследованных месторождениях иногда проявлялась молибден-вольфрамитовая минерализация не промышленного значения. При совмещении в единых структурах разноминеральных и разновременных ассоциаций возникают сложные телескопированные, комплексные золоторудные, золото-полиметаллические и золото-серебряные месторождения. Они несут кроме главных минералов золота, серебра сопутствующие Bi, W, Cu, As, Sb, Pb, Zn, Hg.

Зональность. Является универсальным свойством золоторудных месторождений Забайкалья. Здесь выделяется структурно-вещественная зональность магматитов: интрузивы рудогенерирующие находятся в ядрах структур; дайки – в средних частях; покровы – по периферии структур. Наиболее контрастно проявляется метасоматическая и рудная зональность. На большинстве месторождений очагово-купольных и очагово-депресссионных структур проявляются геохимические ряды зональности, сходные с универсальным рядом Л.Н. Овчинникова и С.В. Григоряна. Этот ряд представлен (от тыла к фронту): Sn → Mo → Cu → Zn → Pb → Ba, но на отдельных рудных объектах проявляются свои типоморфные ряды зональности. Обычно к центрам кольцевых структур (со штоками гранитоидов) тяготеют W, Mo, Sn. Затем следуют ассоциации колчеданной стадии с типоморфными Cu, As, Bi, полиметаллической – Pb, Zn, Ag, сульфосольной – Ag, Pb, Sb, Bi, Cu, As, Hg, сульфоантимонитовой – As, Sb, Hg, Ba. Продуктивными на золото оказались колчеданная, полиметаллическая и сульфосольная стадии минерализации. Для месторождений, отдельных рудных столбов характерна температурная и минерально-геохимическая зональность. Например, выявлена объемная концентрическая зональность вокруг гранодиорит-порфиров Дарасунского месторождения (рис. 5). Кварц-турмалиновая минерализация локализована в эндо- и экзоконтактах интрузива. Колчеданная удалена от нее, но частично налагается на турмалиновую. Полиметаллическая приближена к интрузии и перекрывает две предыдущие. Сульфосольная наложена на все предыдущие и располагается под турмалиновой и колчеданной.

В рудных столбах Дарасунской системы ядро заполнено смешанными рудами (совмещение полиметаллическими, сульфосольными, колчеданными ассоциациями – Ag, As, Cr, Bi, Sb, Pb, Zn). Первая промежуточная зона сложена ассоциациями колчеданной и полиметаллической стадий – Ag, As, Cu, Pb, Zn. Вторая промежуточная зона несет парагенезисы турмалиновой и колчеданной минерализаций – As, Cu, Ag, В. Фронтальная зона представлена турмалиновой ассоциацией – В. Золото присутствует

во всех зонах, но наиболее богатые его скопления находятся в сульфосолевой, полиметаллической и менее в колчеданной.

В первичных ореолах Дарасунского месторождения «надрудный» комплекс представлен Pb, Zn, As, Ag, Sb; «подрудный» – Cu, Bi, Cr, Ni, Co, Sn, Bi тяготеют к корневым частям рудных тел, а Se, La, Y, Yb, Cr, Ni, Co – к нижним частям продуктивных интервалов.

Зональность золоторудных месторождений балецкого типа отличается развитием на верхних горизонтах адуляр-кварцевой и каолинит-кварцевой ассоциаций. С глубиной они сменяются гидрослюдисто-кварцевыми парагенезисами. В нижних и верхних горизонтах сокращается содержание в рудах адуляра, сульфосоей серебра, теллуридов. Геохимическая зональность представлена (снизу вверх): Au → Ag → As, Sb, → Cu, Pb → Sn, Zn → Hg.

Взаимодействие с вмещающими породами. В очагово-купольных структурах развиты пропициты и листвениты-березиты, в очагово-депрессивных – аргиллизиты.

Термодинамическая обстановка рудоотложения. По температурам продуктивных стадий минералообразования золоторудные месторождения в очагово-купольных структурах относятся к среднетемпературным (430–200°C).

При формировании золоторудных ассоциаций в очагово-купольных структурах давления в гидротермах составляли от 2820 до 60 бар, что значительно превышало литостатическое. В очагово-депрессивных структурах продуктивное минералоотложение следовало при давлениях 165–45 бар.

Для Дарасунского месторождения по геобарическим давлениям растворов глубина формирования руд определяется: 2,8–2 кбар и 1–1,2 км.

Для Балецкого золото-серебряного месторождения глубина образования руд соответствует 300–400 м от поверхности.

Концентрация солей в гидротермальном растворе на месторождениях очагово-купольных структур колебалась от 50,5 до 1,2 мас.% – экв. NaCl.

На золото-серебряных месторождениях очагово-депрессивных структур концентрация солей составляла 7,6–0,5 мас.% – экв. NaCl.

Эти параметры получены Ю.В.Ляховым, Л.К.Дмитриевым, В.Ю.Прокофьевым при изучении флюидных включений в жильных кварцах разных месторождений.

7. ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Рудная формация как объект модельных построений – это группа однотипных рудных месторождений с характерными минеральным составом, последовательностью формирования минеральных парагенезисов, возникших в сходной геологической обстановке [Рудообразование..., 1998]. Генетическая сущность рудных формаций, образующихся как следствие проявления в природе определённых тектонических, магматических, метасоматических и других процессов, имеющих влияние на образование рудных месторождений и поддающихся количественной оценке, позволяет использовать их для построения генетических моделей. Создается обобщённый модельный образ процесса рудообразования, исключая широко развитые в природе явления конвергенции. Без построения геолого-генетических моделей рудных формаций невозможно полное объёмное понимание рудно-магматических, рудно-метасоматических и других эндогенных рудообразующих систем в объёме месторождения, рудного поля, рудного узла, рудного района. Это является научной основой крупномасштабного прогнозирования.

Геолого-генетическая модель рудной формации выступает как объединение, совокупность элементов модели, учитывающих отдельные параметры или сумму параметров и характеризующих геолого-генетические особенности рудообразующей системы или её составных частей. Сама интегральная модель является образным выражением динамической рудообразующей системы рудной формации с учётом её пространственно-временной эволюции. Такая модель объединяет три главные области динамической рудообразующей системы: корневую часть магмо- и флюидозарождения, в которой генерируются рудообразующие процессы, определяющие энергетическое состояние и флюидный режим всей рудообразующей системы; зону транспорта (тепло - и массопереноса); область концентрированного рудоотложения и формирования ореолов рассеяния элементов (рудное поле, месторождение). Эти же факторы определяют вертикальный и латеральный размах рудообразующей системы, захватывающий до 1,2–5 км по вертикали в структурах земной коры, а также её масштабы и параметры.

Каждая обособленная область такой рудообразующей системы характеризуется параметрами и набором элементов модели. Для корневой части системы – это источники энергии, источники рудообразующего вещества, источники флюида (мантийные, коровые и смешанные); уровни магмогенерации и условия формирования магм, потенциальная рудогенерирующая роль магм; соотношения мантийной и коровой составляющих вещества и энергии; рудогенерирующая роль метаморфизма, метасоматизма и т.п.

Зона транспорта вещества и энергии характеризуется элементами модели, раскрывающими формы тепло – и массопереноса, гидродинамический режим в недрах, особенности состояния и развития глубинных дренирующих структур и т.п.

Для области рудоотложения элементами модели являются типы геохимических барьеров, анализ физико-химического состояния системы, состав и свойства рудообразующих флюидов, формы переноса компонентов руд, величины градиентов физико-химических, термодинамических параметров, пределы устойчивости парагенетических минеральных ассоциаций, условия развития околорудного метасоматоза и формирования геохимических ореолов рассеяния и концентрации элементов. Ис-

пользуется термобарогеохимические, изотопные, микрохимические, физико-химические, электоронографические, рентгеноструктурные исследования, парагенетический анализ, текстурно-структурные особенности горных пород и руд, расчет гетерофазных равновесий в системе «многокомпонентный флюид – минералы руд и околорудно-измененных пород», анализ распределения рудообразующих компонентов, минералов, тренд-анализ, дисперсионный анализ, экспериментальное и математическое моделирование процессов породо- и рудообразования.

Непременным условием при разработке геолого-генетических моделей рудных формаций является взаимопроникновение геологических, физических и физико-химических, геохимических, термодинамических построений. Масштабы и специфика формирующихся месторождений во многом определяются характером динамической рудообразующей системы, степенью и полнотой ее эволюционного развития.

Выделяются следующие классы природных рудообразующих систем: рудно-магматические, рудно-метаморфические, рудно-метасоматические, гидрогенно-амагматические, осадочные, вулканогенно-осадочные, гидротермально-осадочные, комбинированные.

В конкретной геологической обстановке при длительном и сложном развитии эндогенных процессов часто реализуются несколько динамических рудообразующих систем, генетически связанных между собой. Тогда формируются месторождения последовательно проявленных рудных формаций, составляющих единый генетический ряд. Построение моделей отдельных рудных формаций и определение геологических взаимосвязей между родственными динамическими рудообразующими системами позволяют вскрыть общие закономерности возникновения рядов рудных формаций (рудных комплексов), обосновать функционирование эндогенных рудообразующих систем и таким образом выявить более широкие и общие закономерности развития процессов рудообразования, которые приводят к формированию конкретных рудных районов, металлогенических (минерагенических) зон, рудных провинций, рудных узлов, рудных полей и месторождений с определенной рудно-геохимической специализацией.

7.1 Генетические модели магматических сульфидно-медно-никелевых рудных формаций

Сульфидные медно-никелевые месторождения относятся к магматическому классу и связаны со становлением интрузий мафит-ультрамафитовых магматических формаций. Последние подразделяется на три магматические серии: 1) бессульфидную и убогосульфидную мафическую ($MgO \leq 8$ мас.%), образующую месторождения железа и титана; 2) сульфидоносную мезомафическую ($MgO 8...33\%$), формирующую медноникелевые (с платиноидами) месторождения; 3) бессульфидную ультрамафическую ($MgO > 33\%$), концентрирующую силикатный Ni, Cr, Pt, Pd, Os, Jr, Ru, Au [Рудообразование..., 1988]. Уникальные сульфидные медно-никель-платиноидные месторождения сосредоточены в пределах Норильско-Талнахского малого рифтового трога (палеорифта) и связаны с массивами Норильско-Талнахского типа. Они относятся к малым интрузиям мощностью 80–400 м и расслоены от плагиоклаз содержащих оливинитов и пикритовых долеритов до габбро-диоритов. Морфология интрузивов пластообразная, хонолитоподобная. Характерна псевдостратификация, наличие нижнего и верхнего такситовых горизонтов, контактовый метаморфизм, метасоматизм и мощные до 3 км геохимические ореолы Cu, Ni, Co, Au, Ag, Se,

Te, Ba, Pt, Pd, Rh. Породы обладают повышенной основностью и магнезиальностью и специализацией на Mg, Ni, Co, K, S, Cu, Cr, Pt, Pd, Rh, Au, Ag, Se, Te, обогащены «тяжелой» серой ^{34}S до 12%. Важнейшей особенностью мафит-ультрамафитовых горизонтов и их эффузивных комагматов-пикритовых базальтов является аномально высокое до 12% содержание H_2O . Флюидный состав рассольных включений в минералах сульфидных руд содержит Hg, K, H_2 , H_2O .

Д.А. Додиним, О.А. Дюжинковым, Н.М. Чернышовым и др. [1998] разработана шестиэтапная петрологогеодинамическая модель формирования уникальных платиноносных месторождений Норильского района. Домагматический дорудный этап охватил нижнепермскую коллизию Таймыро-Среднеземельской области и Сибирской платформы, подвиг океанической коры, обогащение флюидов H_2O , S, галогенами; выплавление контрастных магм, ликвация на ультрамафитовый, мафитовый, анортозитовый расплавы.

Второй этап – вулканический, рифтинг, образование магматических камер.

Третий этап – главный интрузивный и рудный: внедрение расслоенной обогащенной S, H_2O , Cu, МПГ и флюидами ультрамафит-мафитовой магмы в структурах рифта.

Четвертый этап – главный рудный внутриинтрузивный: внедрение сульфидного расплава, камерная ликвация.

Пятый этап – конечный интрузивный и внутрирудный: формирование ритмической расслоенности, внутрирудный щелочной метасоматоз, становление зональных сульфидных залежей с ЭПГ, Au, Ag.

Шестой этап – послеинтрузивный и конечный рудный: поступление низкосернистого расплава, формирование малосульфидных платинометалльных руд.

В целом характерны процессы интенсивной дифференциации магм с образованием пикритовых базальтов и нескольких типов расслоенных ультрамафит-мафитовых интрузий. Последовательная глубинная ликвация металлоносных мантийных расплавов, отделение сульфидного платиноносного расплава, его внедрение в форме «рудной интрузии», отложение флюидизированной низкосеристой жидкости анортозитового состава и ее поступление в верхние части интрузивной камеры. Высокая степень насыщенности Pt, Pd, Ni, Cr, H_2O , F, Cl и другими флюидами родоначального плагиопикрита способствовало формированию геохимических полей различной степени концентрирования.

В рудах выделяются два основных минеральных комплекса: ранний с кварцем, пиритом, арсенопиритом I, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, тонкодисперсными (0,1–19 мкм) золотом I в пирите, арсенопирите и поздний с пиритом II, III, галенитом, борнитом, блеклой рудой, сульфосолями, теллуридами с дисперсным и видимым золотом II, куперитом, иридосмином, сплавами Au – Pt – Pd, PdTe_2 и др.

Во вкраплено-прожилковых рудах установлены пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин, пентландит, кобальтин, герсдорфит, саффлорит, раммельсбергит, скуттерудит, калаверит, креннерит, гессит, энаргит, коринит, золото, серебро, куперит, PtTe, PtSe_2 , PtS, сплав Pt–Pd–Rh, Pt–Ir–Os, Pt–Au–Ni, IrAsS, $\text{Pd}_2\text{Cu}_2\text{As}_6\text{S}_5$ и др.

Модель, разработанная А.П. Лихачевым [1988], отличается такими показателями. Плавление в последовательности от легкоплавких к тугоплавким фракциям обеспечило образование мафических, мезомафических, ультрамафических серий магматитов и связанных с ними рудных месторождений. Как показали геофизические данные, области проявления мафит-ультрамафитового магматизма и связанных с ними

рудных формаций различаются по строению разреза земной коры и верхней мантии. В районах проявления никеленосного мафит-мезомафического магматизма зафиксированы прогнутые границы разреза коры и поверхности Мохоровича (Моха). Данные структуры представляли компенсационные прогибы, возникавшие в результате выноса из мантии магм и компенсации освободившегося пространства. В зонах проявления бессульфидных дунит-пироксенитовой и дунит-перидотитовой формации, являвшихся продуктами декомпрессионного магматизма, отмечаются невыдержанные уровни границы Моха и ступенчато-блоковое строение разреза коры. Возникновение таких структур связывается с растяжением коры под воздействием диапирового подъема астенолитного слоя. Массивы центрального типа щелочно-ультраосновной формации прослеживаются непрерывно до глубины мантии и представляют собой мантийные штоки.

Магмы сульфидно-никеленосных формаций зарождались в интервале между линиями солидуса и ликвидуса сульфидов мантии (см. рис. 24). Из них габбро-троктолитовая формация представляет наиболее низкотемпературную маломagneзиальную медистую часть мезомафической фракции исходного мантийного вещества: Ni:Cu = 1:4...10.

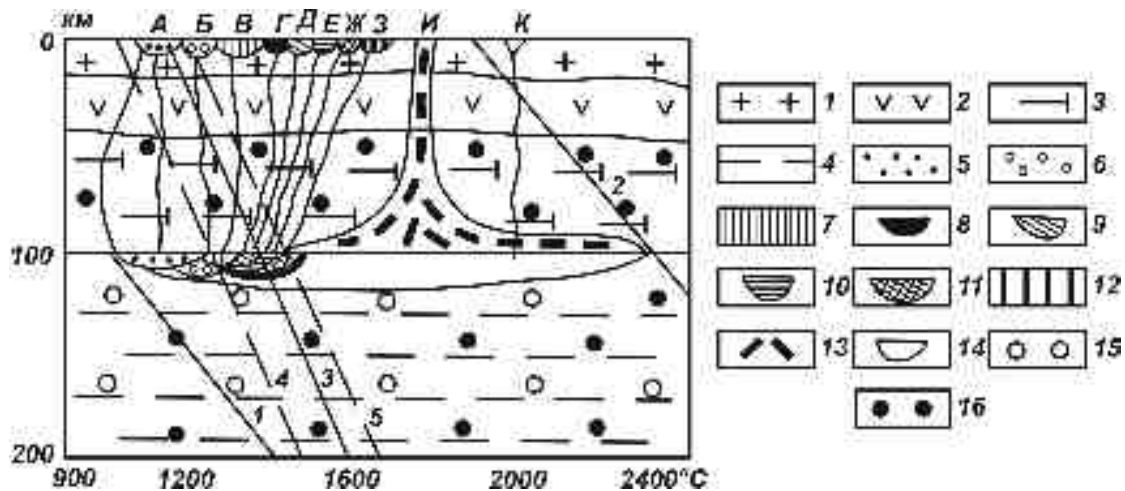


Рис. 24. . Схема зарождения магматитов сульфидно-никеленосных, щелочно-ультраосновных и кимберлитовых формаций (по А.П.Лихачеву,1988):

1 – гранитный слой с аллохтоном; 2 – базальтовый слой; 4 – недифференцированная мантия; 5-14 – области зарождения и проявления (буквы) 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-дунитовой, 14 – кимберлитовой; 15 – сульфидная составляющая мантийного вещества; 16 – металлы мантийного вещества. Цифры на рисунке: 1,2 – линии солидуса и ликвидуса пиrolита; 3 – линия солидуса пирротина; 4,5 – то же, сульфидов мантии

Габбро-долеритовая формация – продукт умеренно магнезиальной группы магм – несет почти всю сульфидную фазу мантийного вещества: Ni:Cu = 1:1,2 ...2,5.

Габбро-норит-пироксенит-перидотитовая формация является производной магнезиальной группы магм и несет обедненную на $\frac{2}{3}$ медью сульфидную часть исходного вещества за счет выноса меди более легкоплавкими продуктами: Ni:Cu = 1...2:1.

Габбро-пироксенит-перидотитовая формация является продуктом повышенной магнезиальной группы с умеренно бедными 1/10 сульфидами: Ni:Cu = 2...5:1.

Пироксенит-перидотитовая формация – производная высокомагнезиальной группы магм, с обедненной медью 1/20 сульфидами: Ni:Cu = 5...25:1.

Перидотит-дунитовая формация – продукт ультрамагнезиальной магматической группы с весьма бедными медью 1/60 сульфидами: Ni:Cu = 25...75:1.

Дунит-норитовая формация является производной гибридной первично мафитовой группы магм, несущих регенерированные сульфиды ранее сформированных медно-никелевых руд: Ni:Cu = 2...10:1.

Кимберлитовый магматизм связан с накоплением тепловой энергии под мощной литосферой, что приводило к полному плавлению недифференцированного мантийного вещества.

Устанавливается зональность и взаимосвязь в распределении сульфидно-медно-никеленосных, щелочно-ультраосновной, кимберлитовой формаций, находящихся в пределах Сибирской платформы, объясняются различными величинами накопления тепловой энергии в горизонте магнообразования и разной степенью плавления исходного вещества. Допускается возможность увязки этих видов магматизма с единой конвектирующей мантией (рис. 25).

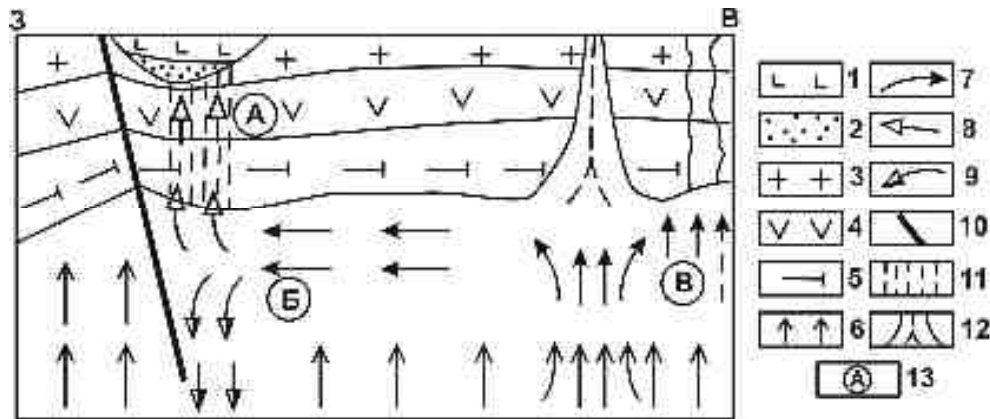


Рис. 25. Схема генетической взаимосвязи рудоносных формаций Сибирской платформы (по А.П.Лихачеву, 1988):

1 – траппы; 2 – карбонатно-терригенные отложения наложенных прогибов; 3 – гранитный слой с аллохтоном; 4 – базальтовый слой; 5 – реститовый слой мантии; 6-9 – тепловые и расплавные потоки в астеносфере; 6 – тепловой поток, 7 – поток расплава, 8 – расплав в земной коре, 9 – опускающийся рестит; 10 – зона схождения литосферных плит; 11 – магмовыводящие разломы; 12 – область поступления рестита в земную кору; 13 – участки генерации и транспорта рудоносных магматитов

Появление зоны повышенной проницаемости и опускание земной коры на краю континентальной плиты обусловило миграцию вещества мантии вследствие его разогрева флюидами. Разогретое мантийное вещество при его декомпрессии подвергается плавлению. Возникшие расплавы после подновления и появления новых глубинных разломов поднимались в верхние этажи земной коры. Тугоплавкий утяжеленный рестит погружался в более глубокие горизонты мантии. При этом в периферических частях конвекционной ячейки выплавлялись и поступали мафические продукты, а в удаленных от них частях возникали условия для зарождения не только мафических, но и

сульфидоносных мезомафических магм. Эти магмы формировали медно-никелевые (с платиноидами и золотом) месторождения. В тыловой части восходящего потока создавались условия для наибольшего плавления мантийного вещества, что и привело к образованию кимберлитовых трубок. По мере развития процесса конвективная ячейка сокращалась в направлении от «холодных» периферических обособлений к горячей зоне в результате последовательной «обработке» мантийного материала и разделение его на расплавленную поднимающуюся фракцию и на опускающийся утяжеленный рестит. В итоге в западной части территории, на периферии формирующегося рудного объекта магматизм развивался в конце перьми – начале триаса, а на востоке, в горячей зоне, – в среднем триасе. После образования в конце триаса мощной в 4 км толщи траппов, разогретое мантийное вещество астенолитового слоя под нагрузкой тяжелой платформенной литосферы выдавливалась в краевые части Сибирской платформы.

7.2. Генетические модели рудно-магматических систем медно-молибденовых рудных узлов, рудных полей и месторождений

Проблемам моделирования порфировых рудно-магматических систем при прогнозировании и поисках промышленных месторождений посвящены работы Г.М. Власова, А.С. Калинина, Р. Силитоу, А.И. Кривцова, В.С. Попова, И.Г. Павловой, М.А. Сахновского, В.И. Сотникова, А.И. Грабежева и других. В таких моделях можно выделить четыре уровня с последовательно возрастающей сложностью систем. Первый уровень соответствует рудным телам; второй – месторождениям и рудным полям; третий – рудным узлам и районам; четвертый – металлогеническим зонам [Павлова, Сахновский, 1988]. При этом тело служит элементом модели месторождения или рудного поля, месторождение – элементом модели рудного узла, рудного района, а рудный узел – элементом модели металлогенической зоны. На каждом из этих уровней при моделировании устанавливаются связи между перечисленными элементами системы, которые отражают особенности размещения рудных объектов. Например, в модели рудного узла медно-молибден-порфировой формации охарактеризованы связи оруденения с гранитоидными интрузивами, вулканическими телами, зонами площадной пропилитизации. Внутренняя структура месторождений в рамках данной модели не рассматривалась, поскольку она является объектом моделирования на более низком уровне, на котором первостепенное значение приобретает связь рудных тел с порфировым типом гранитоидных интрузий, а также с зонами локальных гидротермально-метасоматических преобразований пород. Такой подход к моделированию рудно-магматических систем позволяет эффективно их использовать при прогнозировании и поисках.

При моделировании медно-порфировой (нередко с золотом, платиноидами) рудной формации надо учитывать разную специализацию магматитов: золото-серебряную, медно-молибденовую и молибденовую. В вулканоплутонических поясах с широким развитием базальт-андезитовой формации следует ожидать железорудную, медно-молибденовую рудные ассоциации.

Модель рудного узла. Структурами, определяющими размещение рудных узлов, служат пересечения региональных тектонических структур, согласных с направлением вулканических поясов, крупными сквозными зонами поперечных дислокаций. Эти зоны глубокого заложения служили дренирующими структурами для глубинных флюидопотоков [Сотников и др., 1988]. Для расшифровки особенностей развития глубинных частей рудно-магматических систем в рудных узлах важное значение

имеет анализ генетических соотношений между «порфирами», с которыми ассоциируют рудно-метасоматические образования, и породами вмещающих плутонов. Порфиры малых интрузий и породы плутонов являются частями одной вулканоплутонической ассоциации, проявляющейся в орогенах или в структурах тектономагматической активизации. Но отмечается определенная генетическая автономность порфирирового магматизма. Более вероятна связь их с различными магматическими камерами или с различными частями сложно развивавшегося глубинного очага.

Глубинные расплавы первоначально формировали на гипабиссальном уровне мощные гранитоидные интрузивы–вмещающие плутоны, а затем после перерыва породы субвулканической фации–малые тела порфириров. Становление плутонов происходило по гомодромной схеме, а развитие порфирирового магматизма было гомодромно-антидромным. При этом отдельные ритмы порфирировых образований повторяют многофазную эволюцию магматитов крупных плутонов. Гранитоиды плутонов формировались в условиях высокой газонасыщенности магм. При этом имелись относительно благоприятные условия для накопления и концентрации летучих компонентов в гранитоидах на позднемагматической и раннепослемагматической стадиях. Формировались легковыщелачиваемые ореолы рассеяния рудных элементов. Тем самым создавались предпосылки для экстрагирования и мобилизации рудных компонентов щелочно-хлоридными высокотемпературными растворами, порожденными порфирировыми интрузиями. Породы плутонов по петрофизическим, петрохимическим особенностям благоприятны для развития рудопроводящих и рудовмещающих структур, метасоматических и рудных процессов.

Важной особенностью рудно-магматической системы является многофазный характер развития металлоносного порфирирового магматизма, находящегося в различных соотношениях с оруденением. Определяющая рудогенерирующая роль принадлежит промежуточным магматическим очагам, развитие которых обеспечивало формирование восходящих потоков флюидов и общее повышение температуры системы в области рудообразования. Кристаллизация магмы и отделение флюидов из промежуточных очагов наиболее свойственны периоду общего затухания магматической деятельности и массового отделения «порфирировых» интрузий. Дополнительный флюидный поток в нижележащие горизонты земной коры связан с кристаллизацией глубинного анатектического магматического очага в регрессивный период развития всей магматической мегасистемы рудного узла. Иницирующим началом развития системы является взаимодействие подкоревой базитовой магмы и отделяющихся от неё флюидов с магматическим расплавом, сформированным в земной коре в зонах повышенной эндогенной активности (рис.26, 27).

Молибденово-медные месторождения локализованы в региональных зонах пропилитов, облекающих гранитоидные плутоны и рассекающие их. Эти околоинтрузивные метасоматиты образованы в основном в результате миграции растворов из глубинного очага по ослабленным зонам. Непосредственное воздействие плутона вносит свой вклад в формирование пропилитов.

Внедрение магм и становление рудообразующих порфирировых интрузий завершающей фазы происходило на фоне воздымания крупных блоков пород, вмещающих гранитоидные плутоны, и сопровождалось их эрозией.

Рассматриваемая модель рудного узла проявляется также в характере геофизических полей и в первичном региональном геохимическом ореоле на различных уровнях эрозионного среза. Например, зоны региональной пропилитизации, контролируемые размещение молибденово-медных порфирировых объектов, могут быть выявлены и закартированы по данным электроразведки методом ВП (вызванных полей), магниторазведки, гравиразведки. Для оценки их рудоконтролирующей роли рекомендуются глубинные литогеохимические исследования.

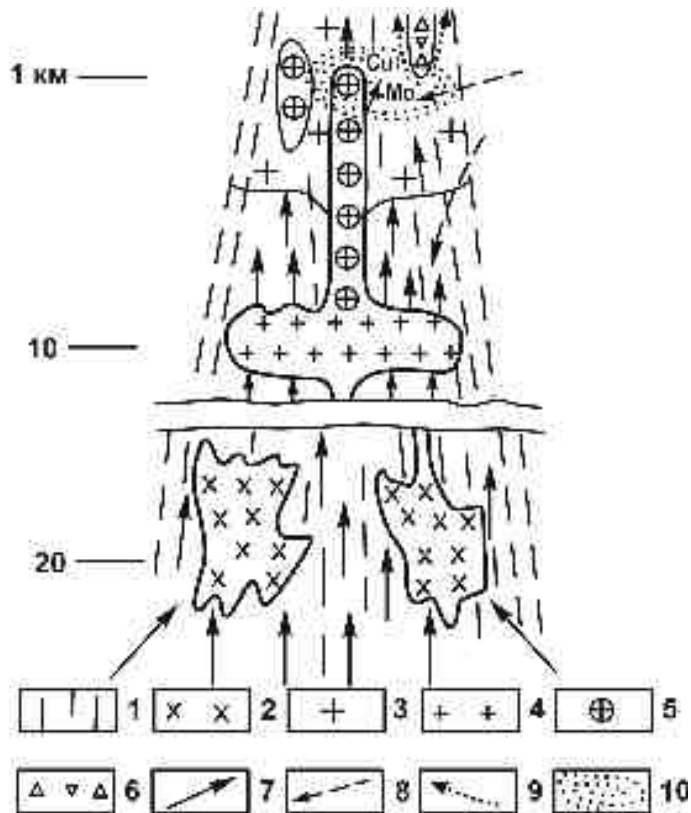


Рис.26.Схема рудно-метасоматической системы в медно-молибденовых рудных узлах (по В.И.Сотникову и др.,1988):

1 – зона повышенной проницаемости; 2 – глубинный очаг; 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 – рудонесная зона

При моделировании учитывались следующие особенности рудных узлов: 1) приуроченность к линейным наложенным структурам-поясам, зонам глубинных разломов; 2) широкое развитие среди интрузивных пород гранитоидов повышенной основности; 3) проявление эксплозивных брекчий в рудномагматическом процессе; 4) значительная роль калиевого метасоматоза.

В.И.Сотниковым использована модель анатексиса. Для неё были сделаны расчеты с помощью усовершенствованной программы ЭВМ, где теплоёмкость существенно водного флюида определялась как $C_p = 7,30 + 0,00246 T$ ккал (град.моль), а увеличение флюидного потока за счет его концентрации в сужающемся разломе по формуле $Q_{фли} = Q_{флк} \cdot L_k / L_i$, где $Q_{фли}$ – величина потока на рассматриваемой глубине; $Q_{флк}$ – величина флюидного потока на нижней границе системы, $H; L_k$ – ширина проводящего глубинного разлома на $H; L_i$ – ширина глубинного разлома на рассматриваемой глубине. Результаты численных расчётов показаны на рис.27. Здесь показаны распределение температур в поперечном сечении разлома и границы областей плавления при указанных условиях. Для рассчитанных температур нанесены поля минеральных фаз, подвергшихся плавлению: для $P_{H_2O} = 2$ кбар и линии солидуса–

ликвидуса для андезита. Границы минеральных фаз даны только для центральной части разреза, далее они идут параллельно соответствующим изотермам.

В зоне глубинного разлома реализовалось два очага плавления, которые по мере развития процесса анатексиса слились в один сложный очаг с магмами различного состава. Расчёты показали, что породы, отвечающие по составу лейкогранитам, полностью плавятся ниже 10 км. Гранодиориты переходят в расплав на глубинах 25 км. Андезиты плавятся в самом низу разреза в центральной части разлома. На глубинах 20–40 км в базальтовом слое коры следует ожидать заметного количества выплавов дацитового состава и из более основного субстрата (рис.27).

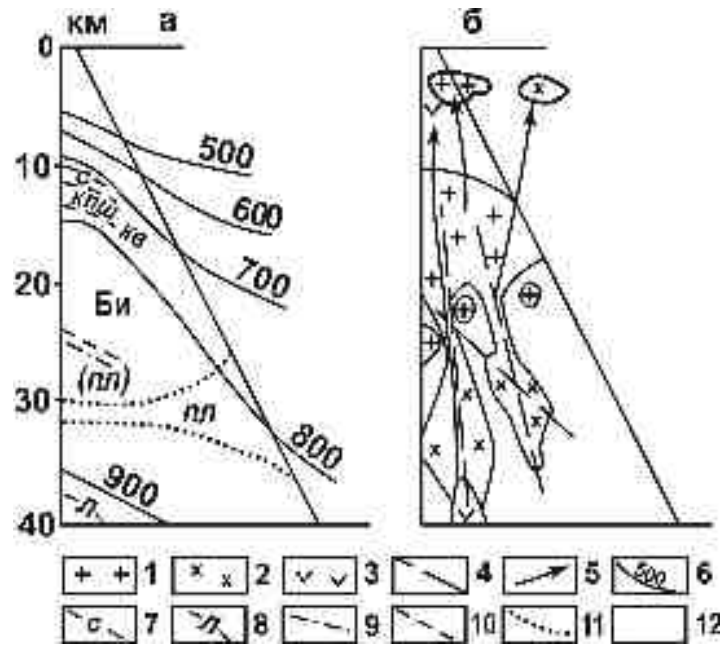


Рис. 27. Условия магмообразования (а) и схема рудномагматической системы (б) в зоне глубинного разлома переменной сечения (по В.И.Сотникову и др.,1988): 1-3 – магмы кислого (1), гранодиоритового (2), диоритового (3) состава; 4 – разрывы; 5 – движение магм по магмоводам; 6 – изотермы (°С); 7 – солидус андезита при $P_{H_2O} = 2$ кбар; 8 – ликвидус андезита при $P_{H_2O} = 2$ кбар; 9 – верхняя граница плавления для гранитоида; 10 – границы полей плавящихся фаз; 11 – границы областей анатексиса

Транспорт расплава в гипабиссальную зону осуществлялся по магмоводам – трещинным каналам различного происхождения. Как показали специальные расчёты движения расплава по каналу (с учётом кристаллизации магмы на стенках канала и снижения пропускной способности), при температуре магмы 800°С и мощности канала 50 м достаточны скорости для движения расплава 3-5 см/год, чтобы из перемещённого количества магмы могло сформироваться гипабиссальное тело объёмом в сотни кубических километров. Появление магмопроводов, передвижение магм в верхние горизонты коры и неизбежная при этом частичная кристаллизация расплавов в результате охлаждения и потери флюида ведут к развитию дренирующих структур. В основании гипабиссального интрузива формировалась зона подтока глубинного флюида. В результате возникала магматогенная гидротермальная система, развивающаяся в процессе кристаллизации расплава. Это в значительной степени предопределяло место формирования рудного узла и достижение расхода гидротермально-

го потока не менее 10^{-7} г/см²·с, необходимого для образования промышленных концентраций металлов.

И.Г.Павловой, М.Л. Сахновским и В.Т. Покаловым разработаны другие модели молибденово-медных порфировых систем и месторождений (рис.28, 29). Эти модели учитывают представления о зональности метасоматитов и о характере взаимодействия между порфировыми телами, метасоматитами и оруденением. Модели отражают, кроме того, зависимость первичного геохимического поля от уровня эрозионного среза месторождения, а также физических полей и от мощности покровных отложений. Это позволяет эффективно применять модели при решении поисковых задач на закрытых территориях.

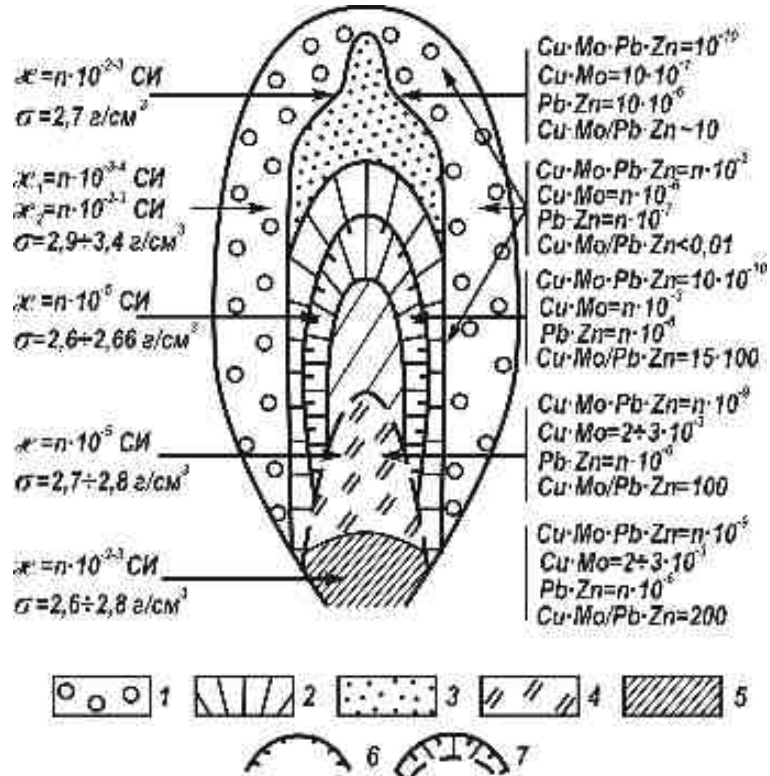


Рис.28. Модель зональности молибден-медно-порфирового месторождения (И.Г.Павловой и М.Л. Сахновскому, 1988):

1 – зона пропилитизации; 2 – зона березитизации; 3 – зона березитизации с наложенной пропилитизацией; 4 – зона калишпатизации; 5 – биотит-гумбеитовая зона; 6 – внешний контур вкрапленно-штокверковых руд; 7 – богатое рудное тело

В.Т. Покаловым показано, что оруденение размещается в экзо- и эндоконтрактных зонах апикальных частей интрузивов. Строение кровли плутона выступает в качестве фактора концентрации оруденения: наиболее крупные объекты находятся в апикальной части интрузивов простой куполообразной поверхности, а мелкие связаны с штоками и мелкими куполами. Такие особенности размещения руд объясняются обогащением подкровельного пространства магматических камер металлоносными флюидами. Другие месторождения располагаются в удалённых экзоконтактах интрузий. Изотопные исследования кислорода, углерода гидротермальных минералов свидетельствуют о смешанном составе гидротерм. Выявлены следующие этапы формирования рудно-метасоматических систем: 1) образование и внедрение магматического расплава, плавление и магматическое замещение вмещающих пород; 2) орогов-

кование, фельдшпатизация и базификация пород экзоконтакта при взаимодействии магматического расплава с вмещающими породами в условиях открытой системы; 3) образование кристаллической корки в верхней части магматической камеры, дифференциация расплава, дополнительные инъекции расплава более глубоких её частей; 4) затухание магматической активности, ослабление глубинного подтока тепловой энергии, продвижение фронта кристаллизации внутрь магматической камеры с возникновением очагов остаточных расплавов и растворов, выделение избытка щелочных металлов и кремнезёма от котектического состава магм образование дорудных калишпатовых, альбитовых, кварцевых метасоматитов; 5) формирование даек и кварцево-рудной минерализации в результате вскрытия очагов остаточных расплавов-располов, рудный процесс – от ранних существенно бор-фторных к поздним сульфидно-карбонатным растворам.

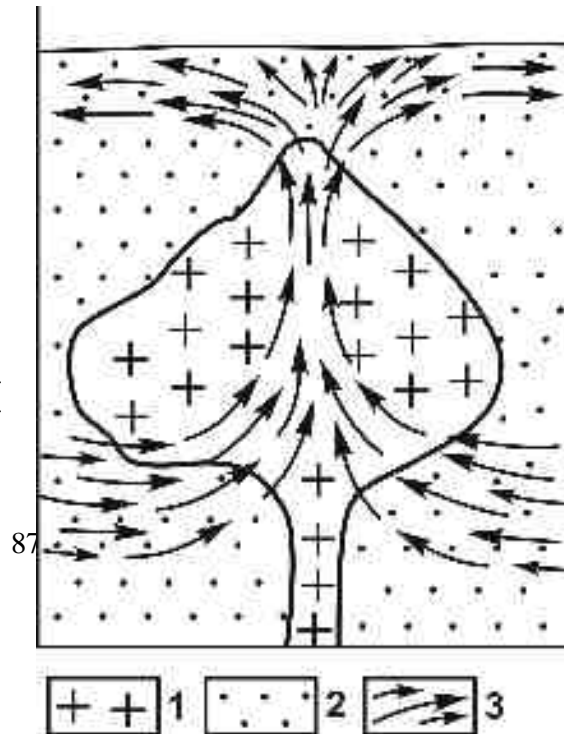
Развитие эксплозий при внедрении даек, контроль рудной минерализации свидетельствует о большой роли газов в формировании рудно-магматических систем. В сублиматах обнаружены F, Br, B, P, As, Sb, Zn, Cu, Pb, Mn, Sn, Be, Mo. Дегазация летучих компонентов происходила по всему объёму магматической камеры. Причиной движения флюидов являлись сочетание развития трещин, вскрывавших остаточные очаги с избыточным давлением летучих в расплаве. Избыточное давление в остаточных очагах могло приводить к эксплозиям – образованию брекчиевых трубок, зон, служивших путями движения металлоносных растворов (рис.29).

Экспериментальные исследования выявили повышенную растворимость Mo в водных щелочно-кремнекислых растворах. Вероятно молибден экстрагировался и транспортировался водными растворами щелочного состава в виде молибдатных форм. Отделение Mo от магматического расплава могло происходить вместе с выделением паровой фазы без прямого влияния на этот процесс F и S, а его отложение – при участии реакционноспособной серы.

Изотопный состав кислорода, водорода, углерода в средне-низкотемпературной минерализации свидетельствует о преимущественно метеорном происхождении воды в растворах. Изотопный состав серы в сульфидах свидетельствует об её магматическом происхождении. Вероятно развитие внутрирудной трещиноватости вокруг и внутри интрузива приводило к притоку в зоны поровых растворов и их движению по зонам трещиноватости. Моделирование процессов, выполненное Д.Нортоном и М. Кэтлсом, показало, что поровые растворы будут двигаться к интрузиву и входить в состав его нижней части (рис.29). Они будут двигаться вверх по трещинам и нагреваться в соответствии с режимом температурного поля. Эти нагретые «воды» резко агрессивны по отношению к гранитоидам и мобилизуют из них металлы: до 20–60 мас.%. Рудоотложение следовало в интрузиве и за его пределами.

Рис.29. Модель притока метеорной воды из окружающих пород в нижние части остывающего плутона (по В.Т.Покалову, 1988):

1 – остывающий плутон; 2 – вмещающие породы; 3 – направление движения поровых растворов



Строение теплового поля, созданного остывающим плутоном, в сочетании с физическими, химическими свойствами пород и их трещиноватостью и определило размещение оруденения. Поскольку причиной отложения полезных компонентов являлось падение температуры, то в тепловом поле должна быть критическая изотерма, отражающая скорость отложения рудного вещества, равной скорости его растворения. В области пониженной температуры происходило отложение и накопление рудного вещества. Для различных рудных компонентов критические изотермы будут разными. Вследствие этого могла формироваться температурная рудная зональность. Она хорошо иллюстрируется монотонно меняющимися сверху вниз и с флангов к центру зон отношения $Cu:Mo$ и $W:Mo$. Анизотропия термобарического поля могла определять распределение и морфологию оруденения при формировании месторождений. Трёхмерное моделирование на ЭВМ динамики процессов, сопровождавших становление интрузивов (В.Г.Золотарёв) показало, что морфология изотерм теплового поля зависит от формы исходного интрузива в условиях изотропной вмещающей среды. Сложение вертикальных и горизонтальных тепловых потоков способствовало возникновению горизонтальной ориентировки изотерм в области плоской кровли массива. В аномальных локальных участках создавались условия стабильных температур, сохранившихся в течение длительного периода времени.

7.3. Модели золото-медно-порфировых рудных месторождений

Крупнейшим медно-молибден-порфировым золотоносным месторождением является Алмалыкское месторождение в Узбекистане [Голованов и др., 1988]. Алмалыкское рудное поле включает месторождения Кальмакыр, Дальнее, Балыкты, Карабулак. Оно входит в Кураминскую металлогеническую зону Среднего Тянь-Шаня. Рудное поле сложено интрузивными и вулканогенно-карбонатными породами девона-карбона. Скрытый глубинный разлом фундамента северо-западного направления маркируется выходами порфировых интрузивов и продуктами рудно-метасоматических процессов. Алмалыкский сиенит-диоритовый массив сложен габбро, габбро-диоритами (I фаза), сиенит-диоритами, кварцевыми сиенитами, аляскитами (II фаза). Для медно-порфирового штокверкового оруденения наиболее благоприятными оказались монзониты, затем диориты и порфировые породы. На участках кварцевых порфиров рудный штокверк обычно выклинивается. Порфировые штоки зональны по структуре, минеральному составу, распределению петрогенных и рудных элементов и температурному режиму становления [Голованов и др., 1988]. Апикальные части штоков сложены породами порфирового облика, более глубинные – порфирового и порфировидного, а внутренние – порфировидной и неравномернозернистой структур. С глубиной сокращается калиевоность пород, содержания Cu , Mo , Zn , Pb , Ag , Au .

Для рудных концентраций свойственна рудно-метасоматическая зональность: ядру богатых медных руд свойственны магнетит, гематит, халькопирит, молибденит, золото, серебро; внутренней зоне богатых медных руд – пирит, гематит, титаномагнетит, блеклая руда, сфалерит, галенит, халькопирит, молибденит, золото, серебро; промежуточной верхней зоне – пирит, халькопирит, молибденит. Ядро руд совмещается с ортоклазитами и низами филлизитов; внутренняя зона – с филлизитами и ранними пропилитами; верхняя зона – с поздними пропилитами (см. рис. 30, 31).

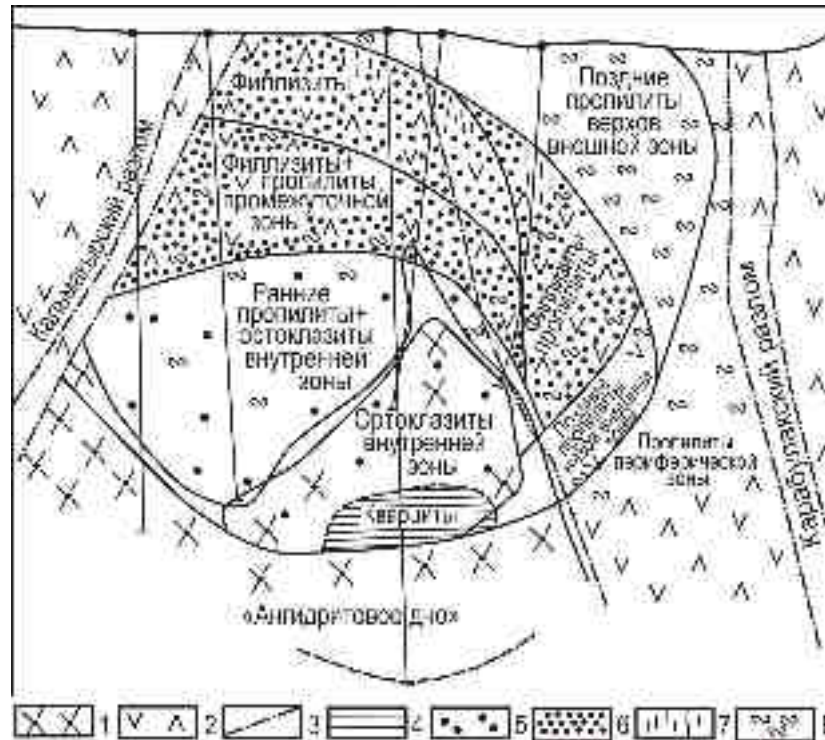


Рис. 30. Модель метасоматической зональности в центральном сечении штоковерка месторождения Дальнее (по И.М. Голованову и др.):
 1 – кварцевые монзонит-порфиры, 2 – монзониты, 3 – разломы, 4 – кварциты, 5 – ортоклазиты, 6 – филлизиты, 7 – аргиллизиты, 8 – пропилиты

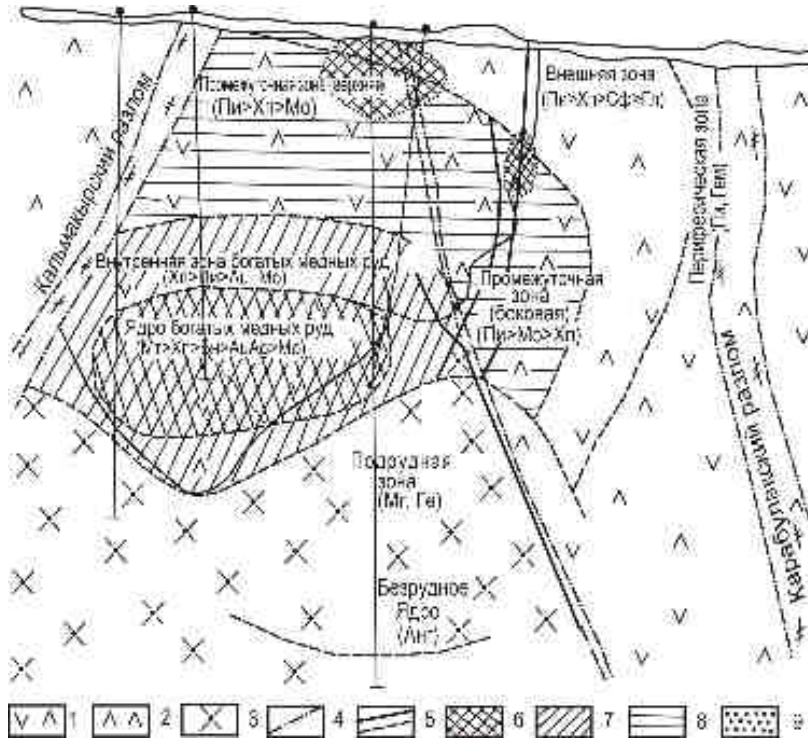


Рис. 31. Модель рудной зональности в центральном сечении штоковерка месторождения Дальнее (по И. М. Голованову и др.):

1 – монзониты, 2 – диориты, 3 – кварцевые монзонит-порфиры, 4 – разломы, 5 – границы пород (а), границы зон (б), 6 – ядро медных руд, 7 – внутренняя зона, 8 – промежуточная, 9 – внешняя

Комплексные руды формировались в следующие стадии гидротермального процесса: магнетит-молибденитовую, пирит-халькопиритовую, халькопиритовую, полиметаллически сульфидную (халькопирит II, пирит II, сфалерит, галенит, блеклая руда). Золото многократно отлагалось в гидротермальном процессе (табл. 6) выделяется 3 генерации его: в сульфидах медно-молибденовой ассоциации золото субмикроскопическое, реже видимое до 0,3 мм, пробы 591...900 ‰; в полиметаллически-сульфидной в сфалерите, галените – Au-калаверит, креннерит; в кварц-золоторудной с кварцем, халькопиритом.

Таблица 6

Минералогический состав рудных тел медно-порфирового месторождения Дальнее в Узбекистане [по И.М.Голованову и др., 1988]

Главные минералы	Второстепенные минералы	Редкие минералы	
Безрудное ядро			
Ангидрит	Пирит	Дигенит Пирротин	Марказит Кубанит
Подрудная зона			
Магнетит Гематит	Пирит	Халькопирит	

Ядро медно-молибден-сульфидных руд				
Халькопирит Борнит Пирит Молибденит*	Блеклые руды Галенит Сфалерит Халькозин Ковеллин Гематит Рутил*		Энаргит Медь Висмут* Золото* Серебро* Олово* Стистаит* Кубанит Дигенит* Миллерит* Акантит* Алтаит* Пирротин	Тетрадимит* Теллуrowисмутит* Висмутин* Айкинит* Виттихенит* Бурнонит Матильдит* Штрмейерит* Кобальтин* Гессит* Петцит* Гетит
Внутренняя сульфидная зона				
Халькопирит Пирит Магнетит	Борнит Молибденит* Гематит Сфалерит Галенит	Гематит Рутил Лейкоксен Ковеллин Блеклые руды	Золото* Серебро* Миллерит* Алтаит* Гессит*	Тетрадимит* Теллуrowисмутит* Висмутин* Матильдит* Халькозин*
Промежуточная железо-медно-молибден-сульфидная зона				
Пирит Халькопирит Молибденит*	Магнетит Гематит	Рутил Титаномагнетит	Галенит Сфалерит Золото* Блеклая руда Пирротин	Борнит Кубанит Вольфрамит* Шеелит* Халькозин
Внешняя железо-медно-полиметаллически-сульфидная зона				
Пирит Сфалерит Халькопирит Галенит	Блеклые руды Титаномагнетит Магнетит Гематит	Рутил* Ильменорутил*	Молибденит* Гессит* Акантит* Матильдит* Висмутин* Борнит Халькозин	Ковеллин Айкинит* Марказит Золото* Калаверит* Серебро*
Периферическая сульфидно-мышьяково-оксидная зона				
Пирит Гематит Титаномагнетит	Магнетит Блеклая руда Сфалерит	Галенит Халькопирит	Золото* Марказит Арсенопирит Леллингит* Энаргит	Серебро* Борнит Халькозин Ковеллин Пирротин

На Кальмакыре золотое оруденение сосредоточено на верхних горизонтах до 120 м от поверхности и глубже 130 м. Выделяются несколько горизонтальных линзообразных тел вокруг штока гранодиорит-порфиров. На месторождении Каульды распространены кварцево-золотые руды. Поздняя золоторудная ассоциация наложилась на минерализованные зоны медно-молибденового и свинцово-цинкового состава. Обычно золотоносные тела первичных руд приурочены к убогим и забалансовым медным рудам.

Модель золото-медно-порфирового Березняковского месторождения Урала

Месторождение находится в Биргильдино-Томинском медно-порфировом рудном поле, в зоне сочленения Восточно-Уральской вулканогенной зоны с Восточно-Уральским поднятием [Грабежев, Коробейников, Молошаг, 1995]. Прожилково-вкрапленные, штокверковые золотые руды локализованы в линейных субширотных и северо-западных зонах среди кварц-плагиоклазовых диоритовых порфиритов D_3-C_1 . Эти субвулканические интрузивы прорывают туфы и кластолавы андезит-дацитового состава D_3-C_1 , образуя единую вулcano-плутоническую ассоциацию (см. рис. 32, 33). Встречены единичные дайки плагиогранодиоритов, плагиогранитов, плагиолейкогранитов. Рудные тела размещаются преимущественно в диоритовых порфиритах, интенсивно расланцованных, катаклазированных, милонитизированных. Они имеют сложно-штокверковое строение с меняющейся мощностью и невыдержанным содержанием золота от 1 до 59 г/т, серебра от 3 до 40 г/т, Cu 0,3...0,6 мас.%, Zn 0,3...0,5 мас.%, Sn 8...30 г/т, Bi 2...50 г/т, Se и Te 0,06...0,13 мас.%, Sb 10...500 г/т. Текстуры руд вкрапленные, гнездовые, прожилково-вкрапленные, брекчиевые. Продуктивная золото-кварц-сульфидная минерализация приурочена к участкам пропилитизации и аргиллизации субвулканических пород. Руды сложены кварцем, карбонатами, гидрослюдами с теннантитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, редкими гесситом, калаверитом, сивланитом, креннеритом, алтаитом, пильзенитом, самородным золотом и висмутом.

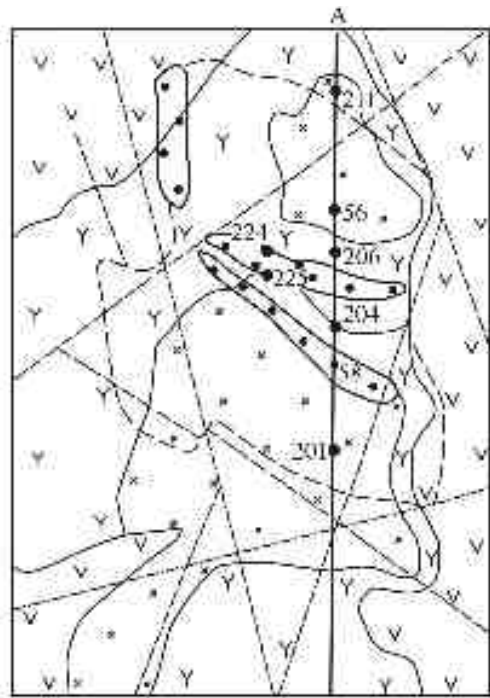


Рис. 32. Схематическая геологическая карта Березняковского месторождения (по А.И.Грабежеву и др., 2000):

- 1 – кварцевые диоритовые порфириты; 2 – субвулканические кварцевые андезитовые порфириты; 3 – туфы осадочно-вулканогенной толщи (D_3-C_1); 4 – рудные тела; 5 – контур рудной зоны; 6 – границы пород; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины.

Околорудные порфириты сложены агрегатами хлорита (5–15 об.%), карбонатов (2–15 об.%), серицита (10–20 об.%), пирита и реликтов исходных пород. Среди рудных зон выделяются тела слюдисто-кварцевых или пиррофиллит-кварцевых метасоматитов мощностью 1...60 м и пропилитов альбит-кварц-хлорит-карбонатного состава.

Рудная минерализация формировалась в две стадии: в раннюю пиритовую и позднюю полиметаллически сульфидную. Самородное золото I пробы 970...984 ‰ с размерами частиц 0,005...0,01 мм выполняется совместно с блеклой рудой интерстиции в агрегатах перекристаллизованного метасоматического пирита. Примеси в золоте представлены: Cu 0,08; Ag 2,19; Hg 0,12 ‰. В составе золото-теллуридно-полиметаллическисульфидного парагенезиса нахо-

дится золото II пробы 800–860 ‰, ртутистый электрум (Au 61,73%; Ag 23,59%; Hg 14,29%), редкие айкинит CuPbBiS_3 , гессит Ag_2Te , алтаит PbTe , пильзенит Bi_3Te_4 . Размеры выделений этих минералов не более 0,15 мм среди блеклой руды, кварца, пирита. Обычны сростания золота с гесситом. Высокопробное золото I и блеклая руда выполняют интерстиции в пирите, а низкопробные золотины II и ртутистый электрум совместно с гесситом находятся в теннантите. Размеры золотины составляют 0,001...0,02 мм. В высокопробном раннем золоте до 0,11 мас% фиксируется Pd и до 0,014 мас.% Hg.

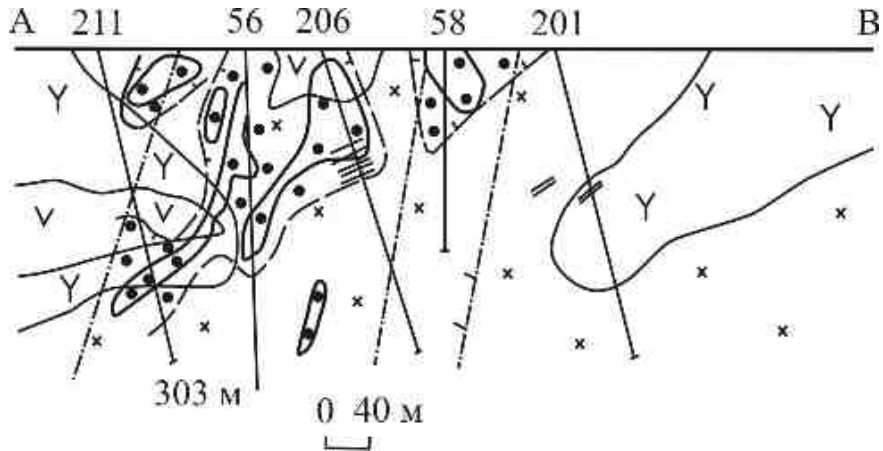


Рис. 33. Геологический разрез Берзняковского месторождения (по линии А-В, см. рис. 32).

Изучение метасоматических кварцев и карбонатов на основе кальцит-доломитового термобарометра свидетельствует о среднетемпературных условиях рудообразования при $T=320...380^\circ\text{C}$, $P=0,8...1,2$ кбар. Формирование монтмориллонитовой ассоциации слюд следовало при температуре $240..160^\circ\text{C}$ и давлении $0,1...0,4$ кбар. Формировались пиррофиллит-кварцевые метасоматиты и затем происходила монтмориллонитизация слюд.

Для околорудных метасоматитов свойственны ассоциации парагонита и К-На слюды с небольшим количеством серицита. Выявлены участки, в которых слюда представлена гидропарагонитом и парагонит-сметтитом, содержащих до 11...27% монтмориллонитовых слоев в своем составе.

В метасоматическом ореоле месторождения слюды слагают 10...20%, хлорит 5...15%, карбонаты 5...20% породы. Ширина таких зон достигает 200 м. В таких бескарбонатных метасоматитах обособляются тела мощностью до 2...60 м слюдисто-кварцевого или пиррофиллит-кварцевого состава с сульфидами. Выделяются скопления карбонатных и кварц-карбонатных прожилков. Пиррофиллит-кварцевые метасоматиты сопряжены с рудными телами. Мощность их достигает 60 м и более. Отношение $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ в них составляет 0,08...0,82 и 0,06...0,3 мас.%. В зонах пиррофиллит-кварцевых метасоматитов нередко выделяются участки размером 0,1...0,2 м очень тонкозернистого роговикового кварца, содержащие рудные скопления.

Содержания Pt и Pd в измененных гранитоидах варьирует от 0,001 до 2430 мг/т Pt и 0,005...250 мг/т Pd. Анализы с содержанием Pt 1 мг/т соответствуют фоновому в

гранитоидах, а 0,05...2,43 г/т отвечает гидротермальным концентрационным ореолам. Максимальное количество Pt до 500–2430 г/т установлено в рудных телах Березняковского месторождения.

Содержания Pd в измененных гранитоидах выше, чем Pt: 24...210 мг/т. Следовательно, формирование объемных метасоматических ореолов сопровождалось значительным приносом Au, Pt, Pd, S с максимальной их концентрацией в меднорудных телах.

Протяженная по вертикали медно-золото-порфировая колонна формировалась в условиях пульсирующей флюидно-магматической деятельности мантийного источника. Вертикальная эволюция колонны сопровождалась активным взаимодействием восходящего флюидного потока с боковыми породами. В результате формировались гидротермально-метасоматические руды медно-полиметаллически-сульфидно-порфирового и золото-редкометалльно-порфирового. Изучение изотопии серы свидетельствует об увеличении значений $\delta^{34}\text{S}$ в пирите от мезоабиссального Томинского к субвулканическому Березняковскому месторождению от $-2... -5$ до $+2...+6$ ‰. В апокарбонатных породах в сульфидных рудах зафиксировано возрастание значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита до $+4...+9$ ‰. На участках распространения арсенопирита эти значения возрастают до $+12...+16$ ‰.

Итак, Березняковское золото-порфировое месторождение надо относить к эпitherмальному типу, представляющему верхний субвулканический срез общей золото-медно-порфировой колонны. Рудные тела приурочены к центральной части метасоматического ореола кислотного выщелачивания. Рудная ассоциация золото-теллуридно-полиметаллически сульфидных руд приурочены к зонам дробления и трещиноватости в метасоматитах.

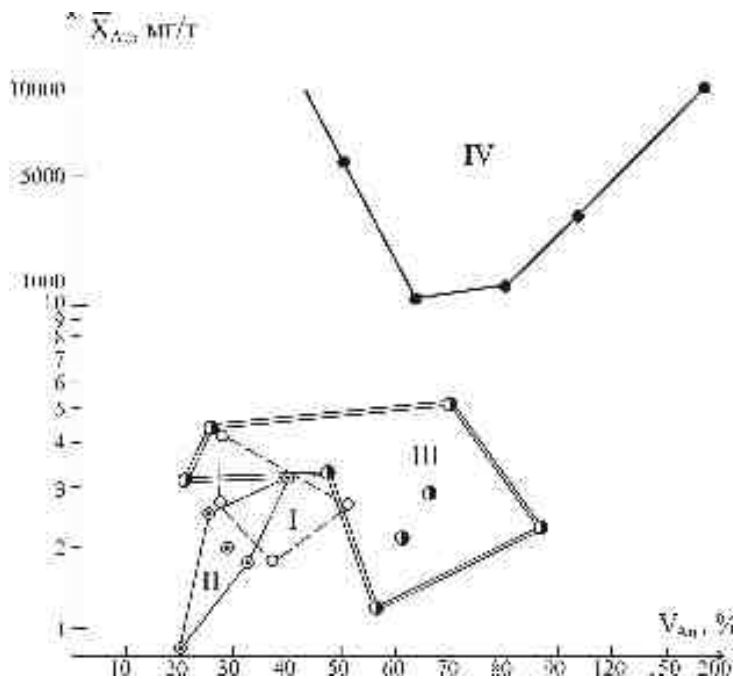


Рис. 34. Распределение Au в золотоносных медно-сульфидных порфировых интрузивах Урала (по А.И.Грабежову и А.Ф.Коробейникову).

Поля распространности Au: I – в исходных диоритах, гранодиоритах, гранитах, адамеллитах; II – в пропилитизированных диоритах и вулканитах; III – в серицитизированных диоритах, серицитовых метасоматитах; IV – в сульфидизированных серицитовых метасоматитах и вкрапленных медно-цинк-серебряных сульфидных рудах

На рис. 34 показан график распределения золота в исходных и метасоматически преобразованных гранитоидах и в сульфидных рудах Березняковского месторождения. На графике обособилось

геохимическое поле сульфидизированных метасоматитов, что свидетельствует о перспективах золотого оруденения в данном рудном объекте.

7.4. Геолого-генетические модели колчеданных месторождений

М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевским, Н.С.Скрипченко, В.И.Смирновым, В.А.Прокиным, Т.Н.Шадлун, Х.Омото, Е.Спунером, Р.Хатчинсоном, Г.Н.Щербой, Г.Ф.Яковлевым и др. предложено ряд генетических моделей. Исходя из достигнутых результатов отметим основные черты модели формирования колчеданного оруденения [Рудообразование..., 1988].

1. Возникают рудообразующие гидротермальные системы в результате циркуляции морских вод (рециклинга) в вулканитах под действием магматического тепла. В результате взаимодействия вод с породами теряются сульфат-ион, магний, появляются H_2S , повышаются концентрации щелочных, щелочно-земельных, тяжелых металлов. Морская вода превращается в слабокислый ($pH=3...6$) восстановительный раствор (минерализованные гидротермы Красного моря, Новой Зеландии).

2. Источником цветных металлов и части железа являются подстилающие породы, от состава которых зависят концентрации Cu , Pb , Zn , Te , Hg в рудах. Изотопные данные сульфидных океанических образований показали непротиворечивые данные предложенной концепции рециклинга, предполагавшей выщелачивание металлов из вулканитов. При выносе из океанических пород рудных элементов следовало их зеленокаменное преобразование – девитрификация, альбитизация плагиоклазов, хлоритизация темноцветных минералов.

3. Разгрузка гидротерм и накопление рудного вещества следовали в водных условиях из геохимически единого раствора, до образования пород кровли базальтов. При начальной температуре раствора более $300^{\circ}C$ и постепенного ее снижения со временем происходило последовательное осаждение руд пиритового, халькопирит-пиритового, сфалерит-халькопирит-галенит-пиритового составов, перекристаллизация и брекчирование пиритовых и халькопирит-пиритовых руд. При температуре ниже $250-200^{\circ}C$ осаждение сульфидов меди, цинка и свинца происходило одновременно. Соотношения в рудах Fe , Cu и Zn явилось следствием различной степени подповерхностного разбавления гидротерм холодной водой вблизи выхода их на морское дно. При образовании на морском дне массивных руд цинка отложение сульфидов меди происходило в виде штокверков в толще базальтов. В условиях сильного разбавления гидротерм водами отложение сульфидов осуществлялось только в форме штокверков, а на поверхности формировались металлоносные осадки и корки силикатно-гидроокисного состава.

Для древнего и современного рудообразования свойственна тенденция увеличения относительного содержания свинца в рудах с переходом от базальтоидных к андезитоидным формациям. Распределение Cu , Zn , Pb в древних колчеданных рудах соответствует их распределению во вмещающих породах. В современных океанских сульфидных рудах порядок отношений содержаний в подстилающих базальтах выдерживается для большинства рудных элементов.

4. В месторождениях, ассоциирующих с базальтовыми гиалокластитам, дефицит железа в гидротермальных растворах восполняется за счет железистых осадков, возникавших в процессе палагонитизации базальтового стекла. Это обеспечивало высокие содержания железистого компонента в рудах и его избыток по отношению к сере.

5. В областях кремнекислого вулканизма основным источником серы являлся магматогенный сероводород, отделявшийся при дегазации кислых магм и обогащающий гидротермальный раствор. Месторождения, локализованные в базальтах и осадочных породах, формировались за счет сульфата, присутствующего в гидротермах и восстанавливаемого химическим или биогенным путем.

6. Главным фактором развития океанских рудообразующих систем являлось наличие источника тепла неглубоко залегающего магматического очага. Присутствие активных близповерхностных магматических очагов определяло набор тектонических обстановок древнего и современного рудообразования.

При одинаковых масштабах рециклинга благоприятные условия для формирования крупных месторождений создавались при совпадении в пространстве и во времени подводных извержений базальтовых гиадокластитов, кремнекислых пород и циркуляции морских вод. Это наиболее часто осуществлялось в ходе становления контрастных и непрерывных вулканогенных 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 типа куроко – дефицитом железа. Кроме традиционно выделяемых обстановок тылового спрединга (кипрский тип) и островных дуг (тип куроко), выделяют промежуточную обстановку рудообразования, связанную с вулканизмом, наложенную на кору океанического типа в тыловых зонах островных дуг. Связь колчеданных руд с проявлениями кислого вулканизма в пределах офиолитовых комплексов отвечает именно таким обстановкам формирования. Например, цепочки вулканов, в том числе сложенных кремнекислыми лавами, выделяемые в тылу Курильской дуги. В рамках такой модели они могут сопоставляться с цепочками рудоносных палеовулканических построек офиолитов Сумаиль в Омане.

Л.Н.Овчинниковым и А.Г.Жабиным [1977] предложена *геохимическая модель рудоотложения в гетерогенных колчеданных месторождениях*. Для гетерогенных месторождений свойственны тела пиритов различных фаций сульфидоотложения и сорбирующиеся на них полиметаллы из различных источников. Пиритовые тела служат литологическими ловушками Pb, Zn, Cu благодаря химическим взаимодействиям движущихся металлоносных растворов с пиритами.

1. *Реакционное взаимодействие металлоносного раствора с пирититами*. Растворы, несущие Cu, Pb, Zn, взаимодействуют с пиритами благодаря предрудному кислотному растворению. Кислотное растворение приводит к поглощению пиритной серы металлоносными растворами и к отложению сульфидов Pb, Zn, Cu. Ранние пирититы перекристаллизовываются с увеличением их пористости, что способствует отложению сульфидов полиметаллов в пиритовых залежах.

2. *Возникновение зональной колонки оруденения на пиритовом субстрате*. Вдоль направления фильтрации металлоносного раствора разрастается колонка осаждения минералов на пиритовом субстрате: $CuFeS_2 \rightarrow ZnS \rightarrow PbS \rightarrow BaSO_4$. В тыловой зоне возникает серноколчеданная безрудная зона кислотного растворения, а рудоотложение Cu, Zn, Pb осуществляется в другой части пиритового тела. В собственно зональной колонке, формировавшейся из одного потока гидротерм, возникала генерация халькопирита, сфалерита, галенита и барита на пирите, а в тыловой зоне оставались лишь ранние перекристаллизованные пирититы.

3. *Текстурные рудолокализирующие свойства пирититовых тел*. Катаклаз и брекчирование ранних пирититов благоприятствовали объемной разгрузке металло-

носных гидротерм. А это приводило к формированию богатых медноколчеданных руд на Учалинском и других месторождениях Южного Урала.

4. *Мобилизация вещества при отложении халькопирита на пиритовом субстрате.* Происходит мобилизация металлоносным раствором протопиритового вещества при наложении на него сульфидов меди, цинка, свинца. Из реакции $\text{FeS}_2 + \text{Cu} \rightarrow \text{CuFeS}_2$ около 43% остается FeS_2 , то есть при полной псевдоморфизации пирита мобилизуется лишь половина протопиритового вещества.

5. *Многообразие явлений десульфуризации в колчеданных месторождениях.* Первоначально осуществляется предрудное выщелачивание и пирротинизация пиритов, до отложения промышленных генераций халькопирита и сфалерита. Часть мобилизованного вещества обеспечивает околорудный геохимический ореол тонкодисперсных пирита и пирротина. Расчеты показали, что реакция $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S}$ идет с высвобождением до 27% серы и метасоматической усадкой пиритита. Установлена последовательность пирититы \rightarrow пирротин \rightarrow сульфиды Cu, Zn или пирититы \rightarrow пирротин + сульфиды Cu \rightarrow ZnS, характерная только для уральских месторождений Озерного, Узельги, Сибая.

Метаморфическая пирротинизация является следствием метаморфизма амфиболитовой фации.

Метаморфическая десульфуризация медных руд отмечена на месторождении Гай Южного Урала: CuFeS_2 – борнит – халькозин с освобождением серы и формированием чехла пирита вторичного вокруг сульфидных тел.

8. МОДЕЛИ РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТО-РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Признаки рудно-метасоматической зональности установлены на всех формационных и геолого-промышленных типах месторождений. Однако эта зональность неодинакова для среднеглубинных и близповерхностных рудных объектов. Если для первых характерны золото-кварцевые, золото-кварцево-сульфидные жильно-штокверковые руды с сопровождающими околожильными березитами-лиственитами и кварц-альбитовыми подстилающими метасоматитами, то для вторых свойственны золото-серебряно-теллуридные жильно-штокверковые руды с околорудными пропилитами и аргиллизитами.

Рудно-метасоматическая зональность Саралинского золоторудного поля

В рудном поле кварц-золото-сульфидные жилы, сложенные кварц-золото-пирит-пирротиновой и кварц-золото-сфалерит-галенитовой ассоциациями, обособились в рудные зоны и участки. Эти участки представлены системой дорудных даек, гидротермальных метасоматитов и кварцевых жил, ограниченных дизъюнктивами. В результате возникла рудно-метасоматическая зональность жильных узлов, обусловленная разноминеральной совокупной зональностью отдельных кварцевых жил с околожильными метасоматитами (рис. 35) [Коробейников, 1999, 2006]. В морфологическом отношении эта зональность представляет собой «многокорневую» объемную фигуру, количество «корней» которой определяется числом дайковых пучков на участке. Все «корни» с глубины направлены из общего фокуса, совпадающего с осью дайкового пояса. Метасоматическая зональность участков выразилась в закономерной смене по вертикали разноминеральных метасоматитов: в корневых частях дайковых пучков располагается зона альбитизированных пород, которая кверху (300–400 м и выше) сменяется калишпатовыми метасоматитами, затем (300–600 м и выше) – гидробиотит-тремолитовыми и лиственит-березитовыми ассоциациями. Внизу располагаются кварц-альбит-шеелитовые жилы, а вверху – кварц-золото-сульфидные жилы. При этом продуктивные кварц-золото-сульфидные жилы с околожильными лиственитами-березитами размещаются на выклинивании по восстанию кварц-альбитовых, кварц-микроклиновых, тремолит-гидробиотитовых ранних метасоматитов. Объемы подстилающих натриево-калиевых метасоматитов более масштабны среди пучков дайковых тел по сравнению с окружающими черносланцевыми горизонтами рифея–кембрия. Неодинаковый уровень эрозионного среза отдельных блоков рудного поля обусловил латеральную рудно-метасоматическую зональность, показанную на рис. 35.

Зональность околожильных метасоматитов выразилась в сокращении по простиранию и падению рудно-метасоматических колонн отдельных фациальных зон метасоматических колонок. Наиболее полно представленные колонки лиственитов-березитов распространены на участках кварцевых жил с богатым оруденением. Здесь метасоматиты представлены кварц-серицит (фуксит)-пирит-анкерит (доломит)-кальцитовыми ассоциациями, а в нижних частях колонн развиты кварцевые, кварц-тремолит-гидробиотит-хлоритовые субфации (см. рис. 36).

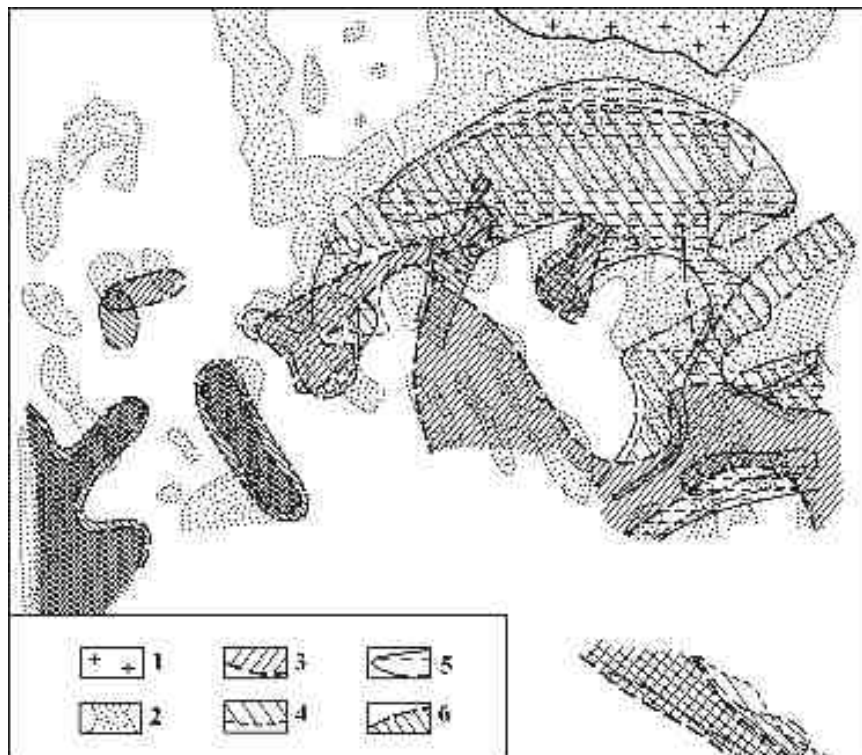


Рис. 35. Рудно-метасоматическая зональность Саралинского золоторудного поля.

1 – диориты, гранодиориты, плагиограниты Араратского массива, ϵ_3-0 ; 2-6 – поля: 2 – штоков, даек габбро-диабазов, габбро-долеритов ϵ_1 ; 3 – метасоматических альбититов, альбитизированных габбро-диабазов; 4 – калишпатизированных габбро-диабазов; 5 – кварц-золото-сульфидных жил с околорудными березитами-лиственитами; 6 – кварц-альбит-шеелитовых нижнерудных жил

Количество сульфидов в жилах не превышает 3–9% от общего объема жил. Золото свободное, размер золотин 0,01–2 мм, пробы от 580 до 860 ‰. Околосильные листвениты-березиты образуют плоские факеловидные тела 3–40 м в поперечнике и длиной 1–3 км при глубине 0,8–1,2 км (по падению жильных тел). Они в 3–7 раз превышают размеры кварцево-рудных жил. Метасоматиты сложены кварц-серицит (фуксит)-пирит-анкерит (доломит)-кальцитовыми ассоциациями, а в нижних частях рудно-метасоматических колонн развиты кварцевые, кварцево-тремолит-гидробиотит-хлоритовые субфации (рис. 36). По составу и строению рудно-метасоматических колонн выделяется корневая, рудная и надрудная зоны. В нижних частях рудных зон (ниже XX горизонта) проявилось интенсивное окварцевание пород и импрегнация их пиритом, пирротинном, арсенопиритом с образованием убогих вкрапленных золото-платиноидных руд. Глубже располагаются кварц-микроклиновые, кварц-альбитовые метасоматиты. Рудная зональность кварцевых жил выразилась в закономерной смене снизу вверх кварц-пирит-пирротиновой, кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциацией на кварц-золото-сфалерит-галенит-халькопиритовую и кварц-анкерит-кальцитовую (рис. 36) Прикорневые тремолит-гидробиотитовые метасоматиты содержат натриево-калиево-хлоридный состав газовой-жидких включений в кварцах и температуры их декрепитации в 430–380°C. Листвениты имеют кальциево-гидрокарбонатно-сернистый состав и температуры

гомогенизации и декрепитации включений 360–300°C. Жильные кварцы из рудных столбов характеризуются натриево-сернисто-хлоридным составом включений и декрепитацией при температурах 320–280°C (жилы Каскадная, Андреевская).

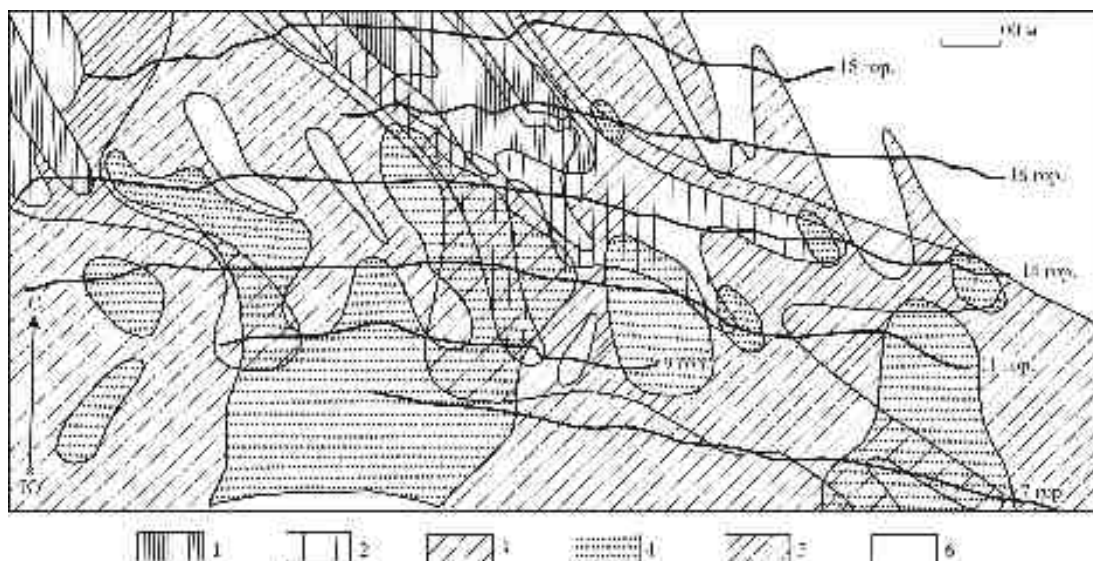


Рис. 36. Рудно-метасоматическая зональность каскадного кварцево-жильного месторождения.

Поля развития минералов околорудных метасоматитов: 1 – тремолита; 2 – гидробиотита; 3 – хлорита; 4-6 – коэффициент рудной зональности ($K_{P3} = \frac{\text{галенит} \times \text{сфалерит} \times \text{халькопирит}}{\text{арсенопирит} \times \text{пирротин} \times \text{ЦИ}}$): 4 – $K_{P3} \geq 50$; 5 – $K_{P3} = 1-50$; 6 – $K_{P3} < 1$

Для Каскадного золото-кварцево-сульфидного жильного месторождения определен геохимический ряд зональности элементов (сверху вниз): Ba–Ag–Pb–Zn–Cu–Au–Be–Ni–Co–V–Mo–Cr. Для околожильных березитов-лиственитов характерны мультипликативные коэффициенты $K_1 = \text{Ba} \cdot \text{Ag} : \text{V} \cdot \text{Cr}$, $K_2 = \text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Cu} : \text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr}$, $K_3 = \text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Ag} : \text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Be}$, значения которых изменяется от 1 до 0,007 на 800 м по падению рудной зоны (углы падения от 30 до 50°). Установлено двухволновое распределение этих коэффициентов с максимумами на 9-м, 14-м, 22-м горизонтах, то есть через 200–360 м по вертикали при постепенном сокращении концентрации групп элементов к низу колонны. Изотопные показатели $\delta^{34}\text{S}$ пирита III генерации (рудогенного) характеризуются тенденцией двухволнового их распределения (+1 до +7,4‰) с максимальными значениями на 7-м и 20-м горизонтах, то есть через 400–600 м.

Рудно-метасоматическая зональность Центрального золоторудного поля

Эндогенная зональность рудного поля обусловлена сочетанием площадных метасоматитов калишпат-альбитового состава с рудно-метасоматической зональностью отдельных рудных участков и золото-сульфидно-кварцевых жил (рис. 37). Вектор латеральной зональности рудного поля направлен с юга на север, а вертикальной – снизу вверх. По этому показателю Центральное рудное поле разделяется на три блока: Северный, Центральный и Южный. Для Северного фронтального бло-

ка свойственны калишпат-эпидот-хлоритовые предрудные метасоматиты и околожильные березиты мощностью 1–4 м. Жилы сложены пирит-арсенопирит-кварцевой минерализацией с тонкодисперстным (0,05 мм) золотом пробы 600–700%. Центральный блок отличается кварц-калишпатовыми, реже кварц-эпидот-хлоритовыми метасоматитами и зонами березитов мощностью до 1...1,5 м. Жилы содержат кварц, пирит, галенит, сфалерит, реже халькопирит, молибденит, арсенопирит, золото (0,1–3 мм) пробы 700–800%. Сульфиды слагают до 5–20% от общей массы жильного материала. В Южном блоке проявлены кварц-калишпатовые, кварц-микроклин-альбитовые, полевошпат-эпидот-хлоритовые предрудные метасоматиты внизу колонны и околожильные березиты мощностью 0,3–0,5 м. Кварцевые жилы сложены кварц-пирит-пирротин-халькопирит-шеелитовыми агрегатом с примесями сфалерита, молибденита, магнетита, турмалина. Золото пробы 850–930% крупное, до 1–3 мм. В нижнерудном срезе блока оруденение представлено кварц-золото-шеелитовыми жилами с незначительной примесью сульфидов и кварц-калишпатовыми метасоматитами. Вертикальный размах общей рудно-метасоматической колонны достигает 1,5 км.

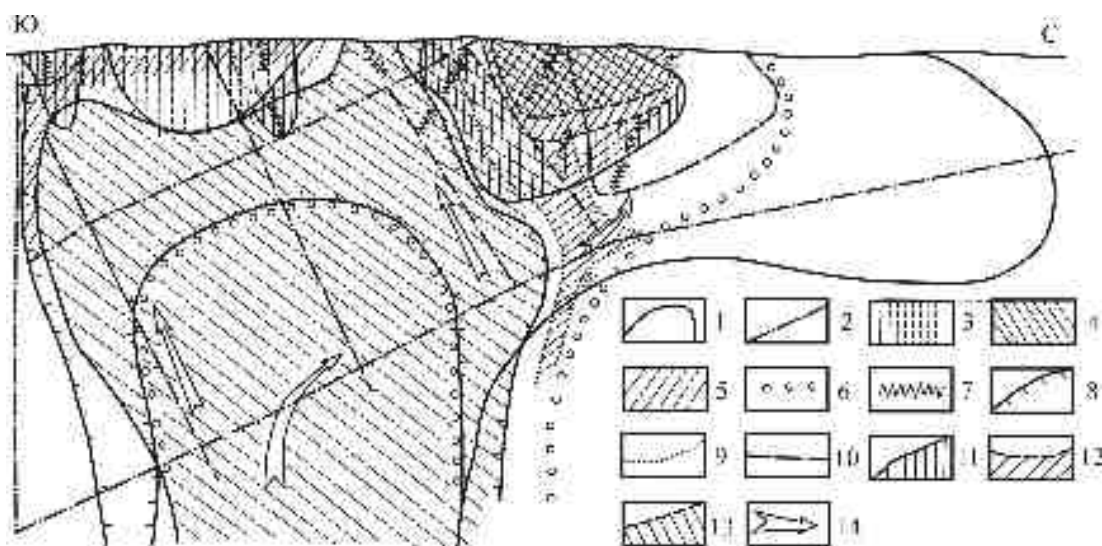


Рис. 37. Рудно-метасоматическая зональность Центрального золоторудного поля, разрез (по В.Г. Ворошилову):

1 – контур Центральниного гранитоидного массива; 2 – региональные разрывы; 3 – амфиболовые метасоматиты; 4 – кварц-калишпатовые метасоматиты; 5 – полевошпат-эпидот-хлоритовые метасоматиты; 6 – березиты; 7 – кварц-золото-сульфидные жилы; 8 – зоны развития шеелита; 9 – зоны развития арсенопирита; 10 – зоны развития арсенопирита; 11 – зоны развития халькопирита; 12 – зоны развития сфалерита; 13 – зоны развития галенита; 14 – потоки рудообразующих палеогидротерм

На отдельных жильных месторождениях рудно-метасоматическая зональность выразилась в смене минеральных комплексов жил и околожильных метасоматитов в плоскости рудовмещающих трещинных структур в гранодиоритах. Вертикальная рудная зональность проявилась слабоконтрастно и относится к концентрической с элементами ярусной. Рудно-метасоматическая зональность выразилась в смене кварцеворудных жил мощными телами березитов по падению жильной зоны и в приуроченности рудных жл и березитов к зонам развития дорудных щелочных ме-

тасоматитов. Рудные участки находятся на пересечении протяженных зон трещиноватости с дайковыми пучками. Золотоносные кварц-сульфидные жилы располагаются по периферии площадных альбит-микроклиновых метасоматитов. Минералогическая зональность рудных столбов является концентрической и выразилась в последовательном сокращении объемов продуктов гидротермального рудообразования от ранних ступеней к поздним: березиты → ранние руды Au → поздние золото-сульфидные ассоциации. В сульфидных агрегатах кварцевых жил установлены кроме золота повышенные концентрации платины до 0,5...26 г/т и палладия до 0,1...6,8 г/т. Кроме этих благородных металлов в рудах выявлены повышенные содержания W, Mo, Bi, Te.

Рудно-метасоматическая зональность контактово-метасоматических месторождений золота

В контактовых зонах гранитоидных интрузий формируются магнезиальные и известковые скарны с послескарновыми метасоматитами. Магнезиальные скарны возникают в магматический этап в контактах интрузивов с доломитами. Скарнообразующие флюиды (по данным расплавно-рассольных и флюидных включений в фассаите, шпинели, форстерите, паргасите) имеют магнезиально-углекисло-хлоридный состав с соотношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+$ 1,2:1...2,1; $\overline{\text{Cl}}:\overline{\text{F}}$ 100:1...200:1; $\overline{\text{Cl}}:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{-2}$ 7:2:1 и температуры гомогенизации включений 830–570°C [Коробейников, 1987]. Минералообразующие растворы известковых скарнов послемагматического этапа (по газово-жидким включениям в гранатах, пироксенах, волластоните, магнетите, актинолите, хлоритах, серпентинах) имели кальций-хлоридно-углекислый состав с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+$ 1,8:1...5:1; $\overline{\text{Cl}}:\overline{\text{F}}$ 33:1...50:1; $\overline{\text{Cl}}:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{-2}$ 1:10:1 и температуры гомогенизации включений 630–360°C. Послескарновые метасоматиты магнетито-актинолит-хлоритового состава формировались в стадию кислотного выщелачивания скарнов после точки инверсии в 460°C хлоридно-углекисло-гидрокарбонатными растворами с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+$ 3:1; $\overline{\text{Cl}}:\overline{\text{F}}$ 50:1; $\overline{\text{Cl}}:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{-2}$ 2:3:1...5:2,5:1 и температурами гомогенизации включений 520...110°C. Продуктивная минерализация в скарнах, скарново-магнетитовых телах представлена: 1) золото-пирротин-борнитовыми залежами (300–120°C); 2) золото-кварц-актинолитовыми штокверками в магнетитовых залежах (420–280°C); 3) золото-сульфидными прожилково-вкрапленными зонами в лиственизированных скарнах (320–240°C); 4) золото-молибденит-герсдорфит-кобальтиновыми вкрапленными рудами в преобразованных скарнах (месторождения Тарданское, Ольховское, Синюхинское, Калиостровское, Куру-Тегерск, Саяк-IV, Казское). На рис. 38, 39 приведены примеры рудно-метасоматической зональности Ольховско-Чибижекского и Саякского контактово-метасоматических рудных полей.

Такие скарны несут Au, Ag, Pt, Pd, Bi, Te, W, Mo, Sn минерализацию промышленного значения: Au 5...28, Pt 1...7,2, Pd 0,1...1,3 г/т. для руд установлена ступенчато-последовательная природа накопления Au, Ag, Pt, Pd. Золото и платиновые металлы в рудах в форме самородных металлов, их сплавов, теллуридов, селенидов (80–20%) и ультрадисперсных примесей (до 80%) в сульфидах, оксидах, кварцах, карбонатах. Из платиновых металлов на месторождении Куру-Тегерек (Киргизия) установлены сперрилит (PtAs_2), куперит (PtS), ниглиит (PtSn), купроплатина (PtCu), палладит (PdO), поликсен (Pt, Fe), платина Pt.

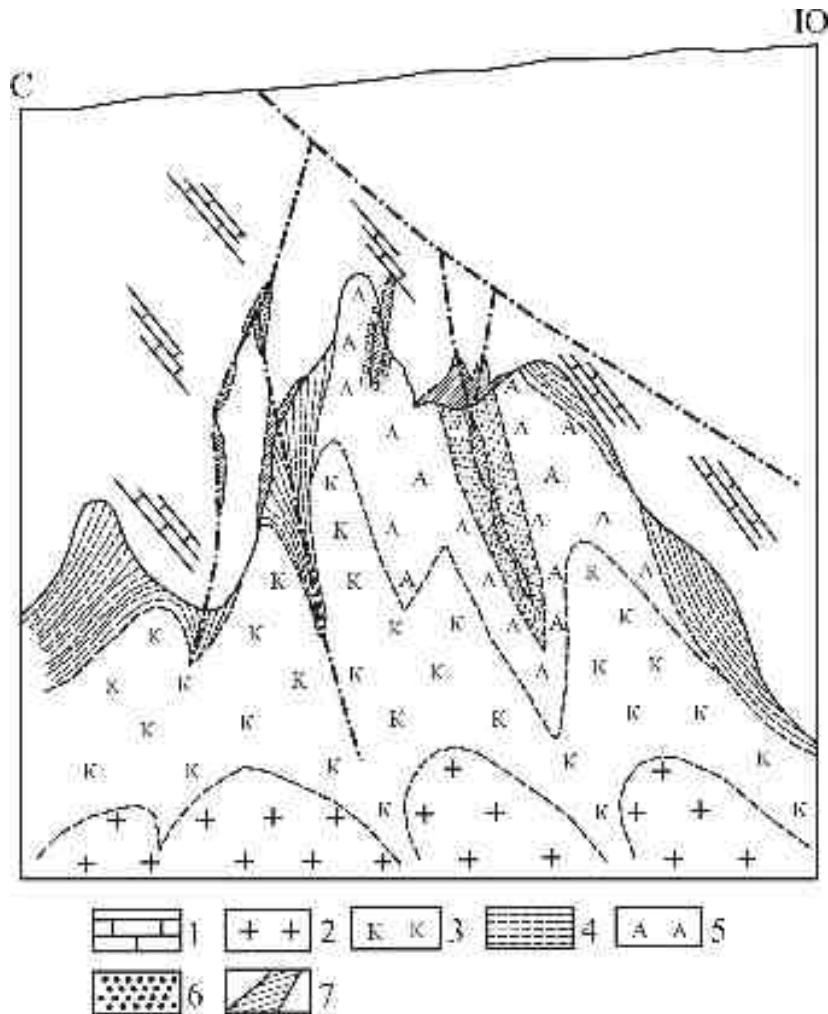


Рис. 38. Размещение различной золоторудной и золото-платиноидной минерализации в контактах Ольховского гранитоидного массива (схематический разрез):

1 – контактовые мраморы и кальцифиров, E_2 ; 2 – гранодиориты, плагиограниты, E_3-O ; 3 – зона калишпатизации гранитоидов; 4 – зона биотитизации гранитоидов; 5 – зона альбитизации гранитоидов; 6 – березитизированные гранитоиды; 7 – жилы кварц-золото-платиноидно-сульфидного состава и контактово-метасоматические золото-платиноидно-сульфидные залежи

В *скарново-рудных полях Саякской группы в Казахстане* проявилась минералогическая зональность руд в соответствии с фациальностью контактовых метасоматитов (рис. 39): 1) внутренняя гранатовая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая; 2) средняя эпидот-актинолитовая золото-висмутин-халькопирит-пирротиновая; 3) внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-геродорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4) жильная кварц-хлорит-галенит-сфалеритовая зоны (по Л.А.Мирошниченко, В.И.Фомичеву). Во внутренней скарновой зоне сконцентрированы медные руды с золотом, молибденом, висмутом, теллуrom, внешняя зона обогащена кобальтом, никелем, мышьяком, селеном и особенно золотом. Золото в рудах нескольких генераций пробы от 550 до 990 ‰. Эта внутренняя золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая зона приурочена непосредствен-

но к контакту карбонатных пород с гранодиоритами. Сложена она гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами с линзовидными скоплениями магнетита и обильной сульфидной минерализацией. Руды внутренней зоны представлены халькопиритом II генерации, борнитом, молибденитом I и II генераций. Халькопирит и борнит содержат мелкие включения золота III генерации (пробы 550...880 ‰), гессита II генерации, виттихенита, галенита II генерации, сфалерита II генерации блеклой руды, эмплектита II генерации, клапротолита, реже сильванита, креннерита, калаверита, галеновисмутита, козалита, матильдита, бенжаминита, буланжерита, антимонита, станнина, шеелита.

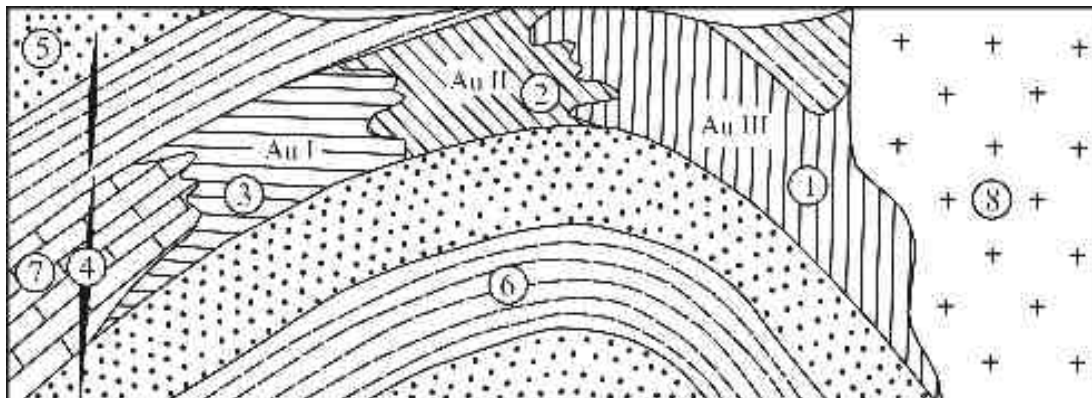


Рис. 39. Рудно-метасоматическая зональность скарновых комплексных месторождений Саякской группы (по Л.А.Мирошническо и др., 1970).

Зоны: 1 – гранатовая золото-виттихенит-молибденит-халькопиритовая; 2 – эпидот-актинолитовая золото-висмутин-пирротинная; 3 – кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая; 4 – жильная кварц-хлорит-галенит-сфалеритовая; 5 – песчаники; 6 – туфоалевролиты; 7 – известняки; 8 – гранодиориты

На месторождении Саяк-IV кобальт-медные руды образуют обособленные залежи и примыкают к собственно медным типам или залегают под ними в низах скарновых тел. Золотоносные медно-сульфидные руды приурочены к сложным скарновым залежам на удалении от контакта с гранодиоритовым интрузивом в кровле и почве скарновых залежей (см. рис. 39).

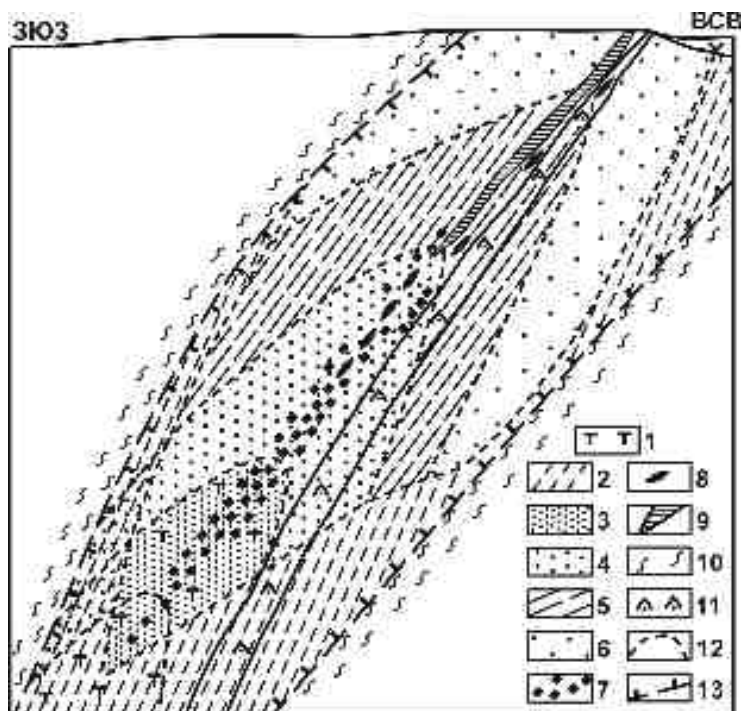
Рудно-метасоматическая зональность золоторудных полей и месторождений в черносланцевых толщах фанерозоя

Для наиболее перспективных комплексных золото-платиноидно-сульфидных, золото-кварцево-карбонат-сульфидно-теллуридных месторождений прожилково-вкрапленных руд в черносланцевых толщах фанерозоя складчатых поясов характерна также рудно-метасоматическая зональность (крупнейшие рудные объекты Бакырчикское, Сухой Лог, Нежданинское, Олимпиадинское, Кумтор, Мурунтау, Воронцовское и другие) [Коробейников, 2006, 2007]. Для них свойственно совмещение метасоматитов березит-лиственитовой и пропилитовой формаций с золото-(платиноидно)-сульфидной продуктивной минерализацией. Здесь внешняя зона представлена пропилитами, а внутренняя – березитами-лиственитами или аргиллизитами. В вертикальном разрезе рудно-метасоматическая колонна представлена: внизу пропилитовые метасоматиты с убогой вкрапленной золото-пирит-

арсенопиритовой (с Pt, Ir, Os, Pd, Rh) минерализацией; в средней части – листовениты-березиты с прожилково-вкрапленной, штокверковой золото-сульфидно-теллуридной (с Pt, Pd) минерализацией; вверху – карбонатные фации листовенитов с жильно-штокверковой кварцево-золото-сульфидной (с Pt, Pd) богатой минерализацией (Боко-Васильевское рудное поле Западной Калбы, рис. 40). Вертикальная протяженность таких колонн составляет 1,2–4 км. Формирование предрудных пропилитов и околорудных листовенитов-березитов и/или аргиллизитов сопровождалось перераспределением, выносом и обогащением благородными металлами зон метасоматоза. Первоначально формирование пропилитов осуществлялось перераспределением и выносом Au до 20–30 мас. % от его содержания в исходных углеродистых сланцах, песчаниках, диорит-гранодиоритах. При возникновении березитов-лиственитов происходил существенный привнос Au, Pt, Pd в зоны метасоматоза: K_H^{Au} 3...300, $K_H^{Pt,Pd}$ 5...410. Однако окончательное обогащение зон метасоматоза Au и Pt, Pd осуществлялось при наложении окварцевания и сульфидизации пород: $K_H^{Au} \geq 1000-2000$, $K_H^{Pt,Pd} \geq 1000-3000$ [Коробейников, 1999]. Наиболее крупные и гигантские месторождения прожилково-вкрапленных и жильно-штокверковых золото-платиноидных руд формировались при участии мантийных магм и сопровождающих высокотемпературных и среднетемпературных (в зонах рудолокализации) метасоматитов и руд в формирующихся большеобъемных рудно-метасоматических колоннах. Такие рудные объекты возникали благодаря многократным длительным процессам «стягивания» рудного вещества в единые геохимические зоны-ореолы, трансформированные затем в крупные рудные месторождения золота и платиновых металлов.

Рис. 40. Модель рудно-метасоматической зональности вкрапленного, штокверкового, жильного золото-платинового оруденения в разрывной структуре Боко-Васильевского рудного поля Восточного Казахстана (разрез, по А.Ф.Коробейникову):

1 – апоперидогитовые серпентиниты, 2 – пропилиты апоандезитовые, 3 – апосерпентинитовые листовениты; 4–6 – березиты-листвениты: 4 – кварц-серицит-фуксит-карбонатные, 5 – хлорит-пирит-карбонатные, 6 – кальцит-доломитовые, 7 – вкрапленные золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовые руды, 8 – штокверковые золото-платиноидно-кварц-сульфидные руды, 9 – кварц-золото-сульфидные жилы, 10 – углеродистые сланцы карбона, 11 – дайковые порфириты альбитизированные и листовенитизированные, 12 – границы зон метасоматитов, 13 – контуры рудно-метасоматической колонны



В целом для комплексных месторождений золота и платины характерна такая последовательность геолого-геохимических событий их формирования: (K_H^{Au} *):

- мантийный метасоматизм глубинных перидотитов с формированием горизонтов «амфиболитов» с выносом благородных металлов до 50% (0,5...0,6) от их исходного содержания и заложение металлоносных термодинамических флюидных систем (21–300);
- становление гипербазит-базит-плагиогранитных интрузий в земной коре, 1,2...2,7;
- серпентинизация гипербазит-базитов, 0,9...1,0;
- внедрение габбро-плагиогранитных, диорит-гранодиоритовых порфировых интрузий, 1,7...5,6 и $K_H^{Pt,Pd}$ 1,3...1,8;
- К-Na автометасоматоз гранитоидов, 0,8...0,6 и $K_H^{Pt,Pd}$ 0,8;
- березитизация-лиственнитизация и/или аргиллизация магматитов, углеродистых сланцев, 3...300 и $K_H^{Pt,Pd}$ 36...410;
- окварцевание и сульфидизация магматических, метасоматических, углеродистых терригенно-вулканогенных пород, 300...2000 и $K_H^{Pt,Pd} > 1050$.

Золото-серебряные месторождения локализуются в вулканических и вулканотектонических структурах на небольших глубинах до 1–2 км. Сопровождаются ассоциацией гидротермально-метасоматических пород кварц-карбонат-гидрослюдистого состава и наложенной адуляризацией. Рудные тела представлены жилами, жильными зонами адуляр-халцедон-кварцевого или кварц-карбонатного состава с сульфидами в количестве 3–5, реже 10–15%. Для руд свойственна высокая серебристость и низкопробное золото: 20...100 Ag/Au и пробы золота 260..650‰. Для месторождений свойственна рудно-метасоматическая зональность [Методика крупномасштабного..., 1989]. В золотосеребряных полях обнаруживается такая зональность измененных пород (снизу вверх): эпидот-хлоритовые метасоматиты-пропилиты; затем горизонт аргиллизитов и различных фаций кварцитов, при общей схеме пропилиты → вторичные кварциты → аргиллизиты. Золотосеребряные руды приурочены к хлорит-карбонатной и гидрослюдисто-кварцевой фациям пропилитов. Руды сложены золото-антимонитовой, киноварной и золото-серебряной сульфидно-сульфосолевой минерализациями. Отмечается многократное отложение кварц-адуляровой и сульфидно-сульфосолевой минерализаций с самородными золотом, серебром, аргентитом по границам ритмов халцедоновидного кварца и тонкозернистого адуляра.

Характерны столбообразные, дайкообразные, сложно-ветвящиеся тела взрывных брекчий вулканогенно-терригенных обломков с крипто-мелкозернистым кварцем, гидрослюдами, адуляром, каолинитом в цементе. Тела взрывных брекчий вмещают рудные тела и формируются в начале гидротермального процесса, слабозолотоносны. Выделяются признаки флюидизации газо-твердых смесей поствулканического происхождения – туффзитов, мобилизитов. Они образуют крутопадающие дайковидные тела. В таких породах наблюдаются текстуры течения, апофизы трещин, диффузионная пропитка боковых пород по периферии инъекционных трещин.

* K_H^{Au} , $K_H^{Pt,Pd}$ – коэффициенты накопления золота, платины, палладия – это отношение частного (и среднего) содержания металла в исследуемых измененных породах, минералах к фоновому содержанию данного элемента в исходных породах и минералах.

С глубиной рудно-метасоматических зон-колонн проявляется вертикальная зональность – смена на глубину низкотемпературных метасоматитов и руд средне- и высокотемпературными парагенезисами. Наиболее контрастно зональность проявляется в пропилитах, возникших на месте андезитов, андезито-базальтов, в смене с глубиной кварцитов и аргиллизитов среднетемпературными парагенезисами пропилитов. В породах липаритового, липарито-дацитового состава преимущественно развиты изменения типа аргиллизации и гидрослюдизации в сочетании с оквациванием, адуляризацией. По ультраосновным породам образованы кварц-карбонатные листвениты.

В жильной продуктивной минерализации также проявляется зональность. С глубиной упрощается ритмическое строение жил, возрастает количество сульфидов, хлоритов, карбонатов, адуляра. Количество жильного кварца резко сокращается, и жилы становятся хлорит-сульфидно-кварцевыми, хлорит-карбонатно-сульфидно-кварцевыми. Рудные тела представлены крутопадающими жилами, жильными зонами кварц-халцедон-адулярового, кварц-карбонатного состава с сульфидами, сульфосолями, самородными золотом, серебром; реже пологими залежами прожилково-вкрапленных руд.

На золотосеребряных месторождениях распространены рудные столбы, контролируемые каркасом рудовмещающих структур и определенным уровнем формирования руд. Для месторождений свойственны также рудные тела кварц-родонит-родохрозитового состава.

В общем случае зона наиболее интенсивных кварц-хлорит-эпидот-альбит-карбонатных гидротермально-метасоматических преобразований пород (пропилиты) образует «шапку» мощностью 40–50 м и до 200 м в поперечнике над жильной системой скрытого оруденения. Внутри этой зоны развиты подзоны: внутренняя с эпидотом, внешняя с преобладанием пирита. В кислых эффузивах, перекрывающих андезиты, метасоматиты, представлены низкотемпературными кварц-серицит-гидрослюдистыми пропилитами. В приподошвенных частях таких толщ выявляются кварц-серицит-карбонат-пиритовые фации березитов.

Итак, закономерное совмещение в геологическом пространстве ранних площадных (кварц-альбит-калишпат-биотитовых), поздних окологорудных (грейзеновых, березит-лиственитовых, гумбеитовых, аргиллизитовых) метасоматитов и сопутствующих жильных, штокверковых, вкрапленных золото-кварцевых, золото-сульфидных руд и обусловило проявление рудно-метасоматической зональности. В пределах наиболее вскрытых месторождений эта зональность проявилась в развитии щелочных метасоматитов (480–300°C) в нижней части гидротермальной колонны, выше по разрезу разместились грейзены, березиты-листвениты и разные структурно-морфологические, вещественные типы руд (400–110°C) (рис. 41).

Рудные тела размещаются на участках смены площадных щелочных метасоматитов на локальные метасоматиты стадии кислотного выщелачивания. В нижних частях таких термогидроколонн преобладал вынос Si, Fe, Au, Pb, Zn, Cu, Bi, Te из замещаемых пород. Накопление вещества происходило в средних и верхних частях колонны. Щелочные метасоматиты обычно возникают в апикальных и приконтактных частях гранитоидных интрузивов, в местах их выступов и апофиз, осложненных разрывами и зонами трещиноватости. Эти метасоматиты на среднеглубинных месторождениях формируют крупные зоны, штоки (0,5–2,5 км и более) в апикаль-

колонны или с образованием руд в приконтактных частях гранитоидных массивов. Эти руды формировались в две стадии: 1) золото-редкометалльную – в грейзенизированных альбититах и 2) золото-сульфидно-кварцевую – в березитизированных альбититах, калишпатитах, скарнах. Расчеты объемного баланса вещества при метасоматозе выявили вынос Au из замещаемых гранитоидов до 12,5 мг/м³ из замещае-
мых пород (рис. 42).

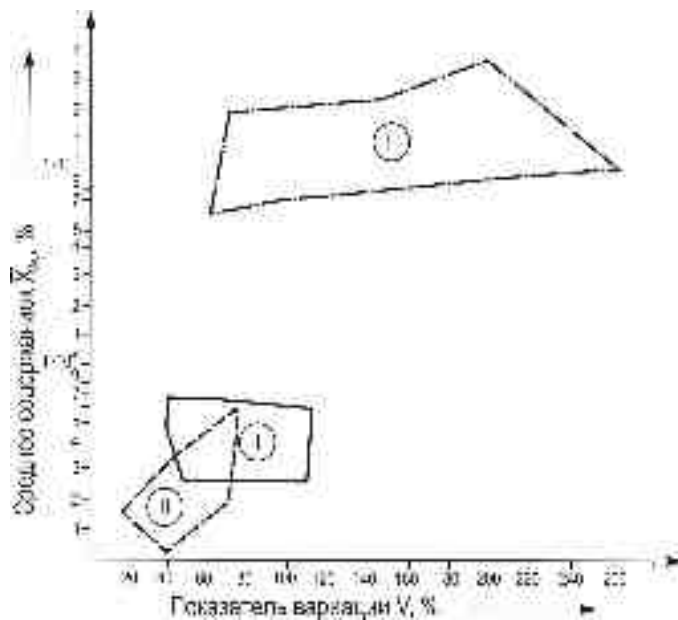


Рис. 42. Соотношение параметров распределения золота \bar{X} и V (средних содержаний и показателя вариации) в исходных и измененных гранитоидах интрузивов Восточного Саяна, Тувы, Кузнецкого Алатау (по А.Ф.Коробейникову):

I – поле развития минералов и пород неизменных гранитоидов; II – то же, калишпатизированных и альбитизированных гранитоидов; III – то же, грейзенизированных, березитизированных гранитоидов

В полях развития даек габбро-диабазов, долеритов, диорит-лампрофиров офиолитовых комплексов склад-

чатых областей также проявилась рудно-метасоматическая зональность, например, в Саралинском рудном поле. В корневых частях дайковых пучков отмечается интенсивная альбитизация, которая кверху (300–400 м выше) сменяется калишпатизацией и далее лиственитизацией с кварцевыми жилами (300–600 м выше). Зональность околожилных метасоматитов выразилась в развитии на нижних горизонтах пород гидробиотит-тремолитового, мусковитового и хлоритового состава; на средних – кварцсерицитового, а на верхних – карбонатного состава лиственитов.

В скарново-золоторудных полях гранитоидных интрузий нередко проявляется минералогическая зональность руд в соответствии с фациальной зональностью контактовых метасоматитов (месторождение Саяк-IV). Здесь выделены три рудно-метасоматические зоны: 1) внутренняя гранатовая золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая, 2) средняя эпидот-актинолиновая золото-висмут-халькопирит-пирротинная, 3) внешняя кварц-кальцит-хлоритовая золото-герсдорфит-арсенопирит-кобальтиновая (рис. 39).

В других рудных полях, в которых полностью не вскрыты корневые части рудно-метасоматических колонн, эндогенная зональность наблюдается фрагментарно относительно интрузивных контактов гранитоидов. В эндоконтакте развиты более высокотемпературные (390–260°C) кварц-золото-сульфидные жилы в биотитовых метасоматитах. В контакте с мраморами вскрываются золото-пирротин-медносульфидные с теллуридами среднетемпературные (320–180°C) контактовые залежи в кальцифирах. В удаленных экзоконтактах проявлены низкотемпературные

(260–110°C) карбонатно-золото-гематитовые руды в окварцованных мраморах (Ольховско-Чибихекское рудное поле, рис. 38).

Для областей тектоно-магматической активизации формирование золоторудных месторождений также происходило путем синхронного рудоотложения с метасоматизмом, когда рудное вещество концентрировалось в определенной зоне метасоматической колонны и оформлялось в ней в виде синметасоматической вкрапленности и прожилков (месторождения золота Забайкалья). Здесь обособились две стадии – предрудная кварц-полевошпатового метасоматоза и сорудная щелочного отложения. Первая сопровождалась выщелачиванием Fe, Mg, Ca, Si, Au высокотемпературными (450–220°C) растворами. Часть золота переотлагалась во внешнюю слабо измененную зону пород с образованием кварц-амфиболовых и биотит-апатитовых золотоносных ассоциаций. Во вторую стадию формировались березиты, гидроберезиты, аргиллизиты с жильно-штокверковой продуктивной минерализацией (400–180°C).

Размещение рудной минерализации по падению рудно-метасоматических зон колонн чаще прерывисто-волнообразное с величиной волны богатой золотом минерализации в 240–400 и 600–800 м. При этом вертикальная зональность руд в протяженной на 1,2–3,8 км колонне нередко выражается в смене снизу вверх более высокотемпературных кварц-золото-пирит-арсенопиритовых (390–280°C) среднетемпературными (320–200°C) кварц-золото-полиметаллически-сульфидными (400–500 м выше) и низкотемпературными (260–110°C) кварц-золото-сульфосольными (400 м выше) жильно-прожилковыми комплексами в зонах березитов-лиственитов (рис. 36).

Напротив, золото-серебряные месторождения характеризуются близповерхностными зонами пропилитов-аргиллизитов-кварцитов с непротяженной по вертикали колонной в 0,5–1,5 км и «сжатой» рудно-метасоматической зональностью и широким распространением богатых золото-серебряных бонанцевых руд (рис. 43).

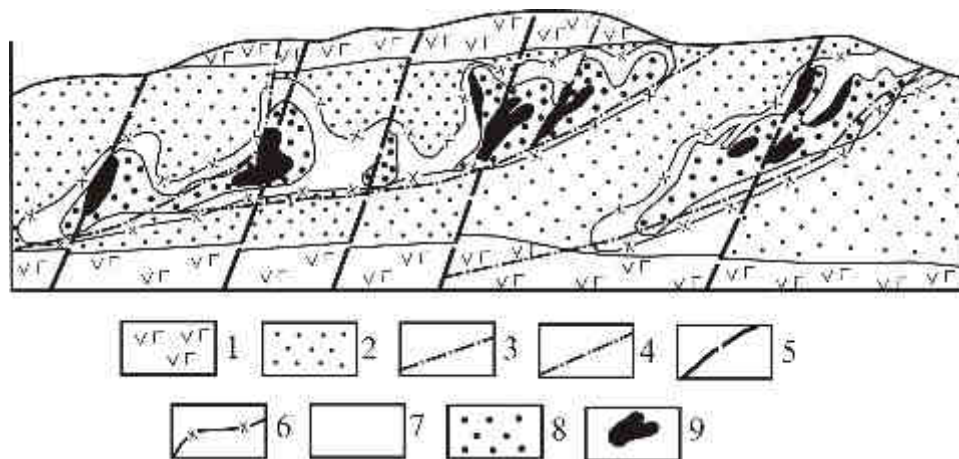


Рис. 43. Продольная вертикальная проекция Агинского золото-серебряного месторождения Камчатки (по Б.В. Узману).

1 – покров андезит-базальтов; 2 – туфы андезито-базальтов; 3 – крупные пологие разрывы; 4 – мелкие разрывы; 5 – узкие зоны трещиноватости; 6 – контуры рудных столбов; 7–9 – возрастающие уровни по концентрации золота в рудных столбах.

8.1. Модели геологических факторов размещения оруденения

На примере Карамазарской рудной провинции Узбекистана Ю.С. Шихиным и В.Н. Вашкариным [1988 г.] разработаны приемы количественного анализа факторов размещения эндогенного оруденения. Данная провинция отличается сложностью геологического строения, разнообразием генетических типов и условий размещения рудных месторождений. В основу изучения факторов положены материалы геологического картирования рудных районов в масштабе 1:50000. Выполненный анализ основан на различии пределов и уровней влияния контролирующих факторов для рудных объектов разного масштаба. Влияние рудоконтролирующих факторов проявляется дифференцированно и оценивается по отдельным градациям их характеристик, сопоставлением с фактическими данными опробования на экспериментальном участке. В основе оценки совместного влияния факторов на изучаемом участке положено представление о геологически однородной позиции. То есть части геологического пространства, в пределах которого влияние каждого фактора остается постоянным или меняется в выбранных пределах и может характеризоваться одним количественным показателем. Заключительной операцией является обобщение данных по позициям и суммарная оценка ожидаемой рудоносности. Анализ проводится в три этапа: 1) подготовка исходного материала, 2) количественная оценка факторов, 3) суммарная оценка оруденения по факторам.

Подготовка исходных материалов. Рудная минерализация приурочена к зонам разломов. Позиции оруденения в блоках регулируются условиями распределения тектонических напряжений, зависящих от сочетания ограничивающих разломов. Выделены следующие системы герцинских разломов (от ранних к поздним): субмеридиональные взбросы и сдвиго-сбросы, северо-западные взбросы, субширотные взбросо-сдвиги, север-северо-западные сдвиги, восток-северо-восточные сдвиги, северо-восточные взбросо-сдвиги и сдвиги. Широко распространены мелкие внутриблоковые разрывы разных типов. Смена систем разрывов во времени характеризуется общей тенденцией к переходу типов смещений от вертикальных через наклонные к горизонтальным.

Литологический фактор (фактор типа разреза). Состав вмещающих пород влияет на обогащение восходящих растворов петрогенными элементами и на рудогенез.

Магматический фактор допускает возможность связи оруденения с проявлениями интрузивной деятельности.

Фактор глубины рудообразования Разрывные нарушения откартированы и всесторонне охарактеризованы для группировки их по типам, системам, порядкам для осуществления тектонофизического моделирования. Породы разделены по типам, литологическому и химическому составам. Структура расшифрована с детальностью, позволяющей предсказать в любой позиции ожидаемый разрез на глубину прогноза. Определена глубина современного эрозивного среза относительно поверхности палеорельефа на период рудообразования.

Материалы содержат набор характеристик для статистического анализа факторов и информацию по фактической рудоносности региона для контроля и сопоставления с результатами анализа. Весь комплекс данных систематизирован в комплексе специальных карт.

Структурно-тектоническая карта составила главную геометрическую основу анализа. Она характеризует типы, историю развития разрывов и глубинную

структуру региона. На ней выделены рудоконтролирующие структурные элементы, обеспечивающие объемность анализа при использовании данных геофизических и буровых работ.

Карта рудоносности представляет собой сводку данных по месторождениям и рудопроявлениям. Она характеризует их геолого-промышленные и формационные типы, условия размещения, масштабы, состояние изученности и освоения.

Карта металлоносности зон разломов составлена на тектонической основе по данным литохимического, бороздового, штупф-пунктирного опробования пород в зонах разломов. Каждому опробованному сечению отвечает перфокарта ручной сортировки с метропроцентом оруденения.

Карта распределения тектонических напряжений составлена по результатам испытания плоской модели из оптически чувствительного материала поляризационно-оптическим методом. Она предназначена для анализа тектонофизического фактора и характеризует распределение максимальных касательных напряжений в тектонических блоках по пяти категориям: 1 – отсутствует, 2 – очень слабые, 3- слабые, 4- умеренные, 5 – сильные.

Карта глубин эрозионного среза характеризует соотношение современных эрозионных форм с палеорельефом периода рудообразования – предверхнемеловой пенеплен. Разности двух уровней отражены линиями изоглубин, отстроены путем реставрации поверхности пенеплена на период рудообразования. Карта предназначена для анализа вертикальной зональности оруденения: на ней выделены контуры ожидаемого распространения оруденения данного типа.

Дополнительно составлены карты петрографического, возрастного расчленения магматических комплексов, поскольку оруденение связано со становлением определенных интрузий.

Количественная оценка факторов. Статистический метод группировки позволил выяснить меру индивидуального влияния каждого из них. Важно правильно установить группировочный признак. Затем производится разбивка интервальных значений (категорий) влияния фактора и по каждому из них вычисляются средние показатели оруденения. Выявляются корреляционные связи между данным фактором и соответствующей ему интенсивностью оруденения (результатирующий признак). Влияние остальных факторов взаимно уравнивается и выступает как средний уровень, на котором четко выделяется влияние исследуемого фактора. Полученные соотношения выражаются эмпирической кривой изменения результирующего признака по интервальным значениям факториального. Мерой изменения служит средний метропроцент в выборке. Анализ проводился в таком порядке.

1. *На специальной карте* (см. рис.44) производится геометризация факторов. На нее перенесены геологоструктурные элементы и дана их группировка по факторным признакам. На перфокартах с данными опробования выделяются кодовые по числу факторов и кодируемых категорий. Для кодирования контуры категорий накладываются на карту металлоносности. По номерам опробованных сечений выбираются соответствующие перфокарты и в них делаются записи с ключевыми вырезами краевой перфорации. В процессе анализа факторов карты с показателями по необходимым категориям извлекаются из массива и выполняются подсчеты. По каждому фактору осуществляется несколько предварительных вариантов анализа с целью определения факториального признака и разработки оптимальных пределов категорий.

Рудовыводящий фактор. Факторным признаком служит принадлежность разломов к рудопроводящим структурам. К ним относятся Северо-западные взбросы. Исследовалась экстенсивность рудоконтролирующего влияния разломов. Выборка данных с карты металлоносности производилась путем совмещения ее с картой рудоконтролирующих структурных элементов. Принята система группировки по категориям расстояний от осевых поверхностей разломов со стороны их висячих и лежащих боков по схеме 0–0,5, 0,5–3,5 и 3,7–7,5 км, т.е. 0,5+3+4 км.

Анализ показал, что в первой категории (в пределах зоны разлома) оруденение достигает максимума и превышает среднее со стороны висячего блока более чем в 2,5 раза, а лежащего – в 6 раз. Рудоконтролирующее влияние разломов распространяется соответственно на 1,5–2 и 3,5–4 км. Более высокая интенсивность оруденения лежащих боков разломов объясняется участием карбонатных пород, благоприятных для локализации свинца. Все свинцово-цинковые месторождения размещаются в зонах северо-западных взбросов.

Структурно-тектонический фактор. Разломы сгруппированы в порядке уменьшения вертикального увеличения горизонтальной составляющих смещения. Установлено последовательное снижение интенсивности оруденения с изменениями типа смещения западного и субминерального направлений, значительно меньше – субширотного и северо-восточного.

Тектноно-физический фактор. Тектонические напряжения определили рудоносность внутриблоковых разломов. Применение поляризационно-оптического метода позволило количественно оценить этот фактор. Для выборки данных использована карта полей напряжений. Группировка проводилась по пяти выделенным на ней градациям интенсивности максимальных касательных напряжений. Выявлено повышение интенсивности оруденения с возрастанием напряжений от нулевых к слабым, а затем – падение при переходе к умеренным и сильным.

Литологический фактор. Для оценки этого фактора выделяют четыре типа пород: 1 – обломочные (сланцы, песчаники, конгломераты), 2 – известняки, 3 – доломиты, 4 – интрузивные и вулканические. Для свинцового оруденения наиболее благоприятными оказались доломиты, а известняки, обломочные, магматические породы – в 1,5; 1,8 и 20 раз менее перспективными. Максимальное влияние на локализацию руд оказали сочетания и алюмосиликатных пород. Но этот фактор имеет локальное значение.

Фактор типа разреза. Выделено пять типов разрезов: 1) межформационные интрузивы гранитоидов С₂, залегающие в песчано-сланцевой толще О-S; вулканиды С₁-Р₁, залегающие на гранитоидах; те же вулканиды на карбонатной толще Д₂- С₁; 4) карбонатная толща в кровле гранитоидных интрузивов; 5) та же на песчано-сланцевой толще. Выборка информации производилась по данным структурно-тектонической карты, содержащей необходимую характеристику литологических типов пород, мощности и глубины их залегания. Максимальной рудоносностью обладают разрезы I типа, II – 1,5, III – 2,7, IV – 31,5, V – 4,5%. Следовательно, рудонасыщенность карбонатных пород почти в семь раз выше сланцевых и вулканических пород для рудообразующих растворов. Интенсивность оруденения в вулканидах при наличии на глубине карбонатных толщ повышается вдвое.

Магматический фактор. Для выявления возможных элементов зональности оруденения относительно интрузивов группировка месторождений производилась по категориям расстояний от контактов. Полученные средние характеристики ору-

денения не обнаружили ожидаемой закономерности связи в распределении его относительно контактов.

Факторы глубины рудообразования. Учитываются по элементам вертикальной зональности оруденения. Выборки производились отдельно для площадей развития алюмосиликатных, смешанных, карбонатно-силикатных и карбонатных пород с использованием карт глубин эрозионного среза и структурно-тектонической. По глубинам через 100 м выявилась такая зональность оруденения.

В однородной алюмосиликатной среде свинцовое оруденение распространено от палеорельефа до 300 м, максимум на 50 м, а в разрезах с карбонатными породами от 150 до 500 м, максимум руд приходится на 350 м. Использовано два способа контроля: первый – анализ случайных выборок по четным и нечетным выборкам, второй способ – оценка силы влияния факторов: чем выше дисперсия межгрупповая, тем сильнее влияние фактора. Факториальные признаки по значениям дисперсии расположены в таком порядке: типы пород 31,6, типы разрезов, 14,5, рудопроявляющие разломы 5,4, системы разломов 4,8, поля напряжений 0,13, интрузивы 0,02. Оценка дисперсии используется для отбраковки факторов.

Суммарная оценка оруденения по факторам. Чтобы оценивать совместное влияние факторов необходимо найти общую меру для их сопоставления. В качестве такой единицы принят частный градиент интенсивности оруденения – алгебраическая разность между показателями оруденения в данной категории и средним по выборке. Частные градиенты определились: в сторону от лежащих боков рудовыводящих разломов они составили $g_1 +5,8$, $g_2 +3,8$, $g_3 -0,9$; в сторону висячих боков $+1,9$, $-0,8$ и $1,0$. Для шести систем разломов они составили: ОД $+8,3$; ТБ $+4,5$; АТ $+0,2$; ТК $-0,3$; КБ и КТ $-0,5$. Пять градаций интенсивности тектонических напряжений имеют следующие значения градиентов: $-0,5$, $+0,2$, $+0,3$, $-0,1$, $-0,7$. Из четырех литолого-петрографических типов пород наибольшим градиентом $+13,1$ обладают доломиты; несколько меньшим $+8,0$ – известняки, а изверженные и обломочные – самым низким – $0,7$. Существенно различными оказались градиенты по типам разрезов: $-1,5$, $-1,4$, $-0,9$, $+10,4$, $-0,1$.

Частные градиенты использованы для суммарной оценки факторов. Оценка производилась по карте рудоконтролирующих структурных элементов, где границы категорий делят поле влияния факторов на ряд участков. Каждый из участков представляет собой геологически однородную позицию. Выделены такие позиции: линейные – вдоль разломов, ограничивающих блоки, и площадные. Совместное влияние факторов для отдельной позиции оценивалось по сумме частных градиентов обобщенным показателем: суммарным градиентом интенсивности оруденения. Он может быть положительным, отрицательным и нулевым.

Третьим способом предварительного контроля оценочных характеристик является корреляция значений суммарных градиентов с данными опробования. Расчет показал наличие прямой корреляции суммарных градиентов с месторождениями свинца. Сила связи между ними составила $+0,68$ и выражается уравнением регрессии $m \cdot c = 12,36 + 2,3G$, где G суммарный градиент.

В результате оценки в метропроцентах карта геологически однородных позиций превращается в исходный вариант карты перспектив рудоносности. На ней позиции подразделены по пяти градациям оценочного метропроцента (рис. 44). На такой карте может проводиться четвертый способ проверки: ее сопоставление с данными карты фактической рудоносности. На этой карте 83% месторождений совпадают с позициями, характеризующимися оценочными метропроцентами выше

минимального промышленного значения подсчетного параметра. А все промышленно значимые объекты попали на позиции с высокими и максимальными значениями метропроцентов. Прогнозные ресурсы подсчитываются по категориям P_2 и P_1 :

$$P_1 : p = \frac{m \cdot c \cdot l \cdot h \cdot d}{100}$$

где m – оценочный метропроцент по металлу, l – суммарная длина разрывов в пределах геологически однородной позиции, h – глубина оценки, m , d – плотность пород t/m^3 . Подсчитанные ресурсы оказались близкими к разведанным запасам объекта с коэффициентом корреляции между ними $+0,75$.

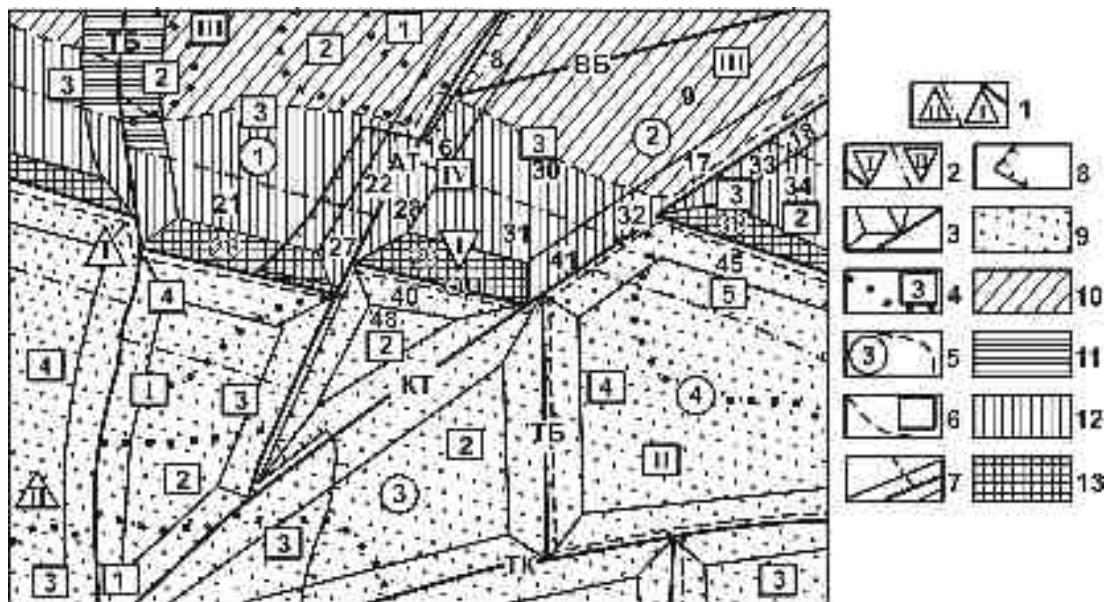


Рис. 44. Карта рудоконтролирующих структурных элементов и геологически однородных позиций с оценкой в категориях метропроцентов:

1 – пределы влияния рудовыводящих разломов в висячих боках; 2 – то же, в лежащих боках; 3 – системы разломов с внешними границами их зон; 4 – градации интенсивности полей напряжений; 5 – категории состава пород; 6 – типы разрезов; 7 – позиции контуров категорий; 8 – пределы распространения оруденения; 9 – меньше минимально промышленного значения метропроцента; 10 – больше минимально-промышленного; 11 – среднее значение того же признака; 12 – высокие значения; 13 – максимальные значения (по Ю.С.Шихину и В.Н.Вашкарину)

Карта перспектив рудоносности (рис.45) получена путем отбраковки позиций по геологическим, геолого-экономическим критериям на карте геологически однородных позиций. На ней выделены рудоперспективные участки. Оставшиеся после отбраковки позиции объединены по территориальному признаку и общности условий геологического контроля в перспективные участки. Ресурсы их суммируются и подразделяются по категориям P_2 и P_1 .

Таким образом, суммарная оценка рудоносности по геологическим факторам может служить количественной моделью для обоснования перспектив рудоносности рудных районов и рудных полей.

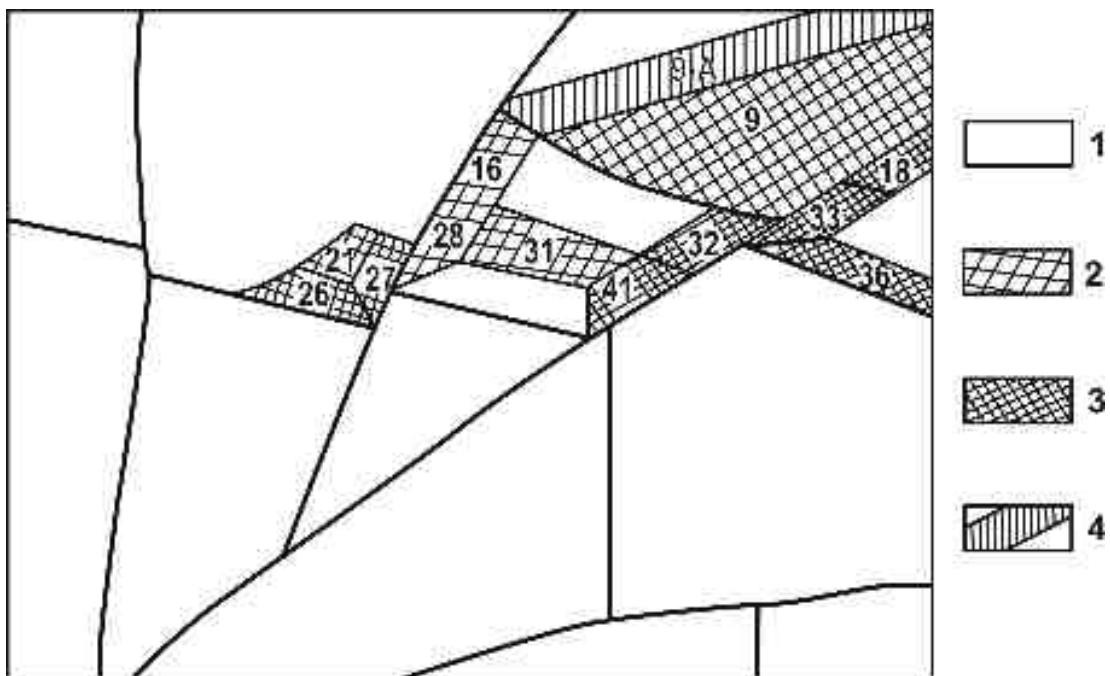


Рис. 45. Карта оценки перспективности рудоносности:
 1 – неперспективны площади; 2 – категории P_2 ; 3 – категории P_1 ; 4 – выделенные вдоль внутриблоковых разломов (по Ю.С. Шихину и В.Н. Вашкарину)

9. МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И ОРЕОЛОВ

В предложенной модели [Коробейников, 2007] учтены современные геохимические данные: под воздействием мантийно-коровых термофлюидопотоков сначала образуются большеобъемные поля неоднородного внутреннего строения в период тектонических дислокаций пород и формирования площадных метасоматитов. Затем приход следующей концентрационной волны (согласно теории ударных волн Я.Б.Зельдовича [1968]) приводит к перераспределению и дополнительному притоку вещества в формирующиеся геохимические поля. При неоднородном поступлении флюидов происходит объемное разрастание ореолов и более дискретное их «скупивание–стягивание» с образованием в дальнейшем более богатых скоплений штокверково-жильных руд за счет ранее сформированных большеобъемных тонковкрапленных образований. Согласно теории молекулярной термодинамики появление концентрационных волн (или масс вещества) происходит благодаря «отбора» (сложения или рассеяния) частных волн (энергии, массы) и трансформация их в крупные скопления.

По этой схеме сначала создаются силовые (волновые) поля в определенных структурах земной коры, затем они при неоднократном поступлении энергии и вещества перерождаются в объемно дисперсно-вкрапленные материальные тела (зоны геохимической минерализации) и, наконец, перерождаются в штокверково-жильные рудные образования. Поступающая энергия в зоны формирования геохимических полей обеспечивается проникающими нагретыми флюидами – продуктами магмотермофлюидодинамических систем в условиях периодически ритмического развития внутрипланетного тектонического процесса. Возникшие мощные тепловые пояса, производные тектонических деформаций и глубинных магм, создавали электрические и электромагнитные поля в слоях земных и обеспечивали (дополнительно) явления «стягивания» вещества и укрупнение геохимических ореолов. Формировались крайне неоднородные дискретные поля с гигантскими скоплениями рассеянно-концентрированного вещества в единичных ореолах благодаря резонансным и интерференционным явлениям. Дальнейший распад такого гигантского большеобъемного ореола (в период прихода второй волны при гидротермальном метасоматизме) на составляющие вкрапленного тела обуславливал зарождение штокверково-жильных богатых руд с остаточно-вкрапленными окружающими образованиями при резком спаде давления и температуры в минералообразующей системе.

Во флюидно-гидротермальных системах возникают вихревые явления, формирующие и пониженные и повышенные концентрационные поля элементов, образующие кольца и подобные ореолы. Возникшие концентрационные вихревые кольца создают неоднородные геохимические поля. Проникавшие в зоны минералообразования горячие флюиды взаимодействовали с местными холодными малоконцентрированными поровыми и трещинными местными водами, что приводило к распаду глубинных термофлюидных систем и к образованию разноконцентрационных вихревых колец. В этот период происходило постоянное взаимодействие концентраций малых концентрационных ореолов в объединенные мультиплетные. Происходило «слияние» концентрационных колец в более крупные и гигантские ореолы с локальными более высокими концентрациями металлов. При «старении» они трансформировались в крупные и сверхкрупные рудные поля и месторождения. В иных случаях, напротив, могли дезинтегрироваться ранее возникшие геохимические поля и ореолы.

В процессе функционирования конвективных гидротермальных систем происходило взаимодействие высокотемпературных флюидов с окружающими породами и перераспределение металлов. Это приводило к формированию и отрицательных и положительных концентрационных геохимических ореолов. Взаимодействие местных холодных и глубинных нагретых конвективных потоков в тектонических зонах приводило к возникновению тепловых аномалий в отдельных конвективных ячейках с образованием центральных и периферических аномалий, разделенных зонами пониженных температур. В последующем здесь формировались геохимические поля и зоны вкрапленной золото-сульфидной или иной минерализации, а затем и жильно-штокерковые руды. Во внешних зонах конвективных ячеек господствуют местные растворы, без участия ювенильных флюидов, а поэтому здесь возникают убогоконцентрационные ореолы и вкрапленные руды за счет перераспределения и выноса из вмещающих пород элементов. Масштабы накопления металлов определяются стационарностью рудообразующей системы. Крупные и сверхкрупные геохимические аномалии, поля и месторождения являются полихронными, с многократным перераспределением и осаждением металлов в общих структурах. Они отличаются концентрическими большеобъемными аномальными геохимическими полями с явно выраженными ядерной концентрационной, фронтальной пониженной и внешней обогащенной зонами [Ворошилов, 2007].

В.Г.Ворошиловым разработана концепция формирования аномальных геохимических полей в процессе становления гидротермальных рудометасоматических систем. Структуры их характеризуются сочетанием центробежной зональности относительно энергетического источника с центростремительной зональностью относительно рудовмещающих структур (рис. 46). Концентрированное оруденение возникает в зонах растяжения. В пределах таких зон возможно быстрое и объемное смешивание высокотемпературных глубинных высоконагретых флюидов с более холодными и менее плотными трещинными водами. Такое интенсивное смешивание глубинных гидротерм и местных холодных вод является одной из причин рудоотложения.

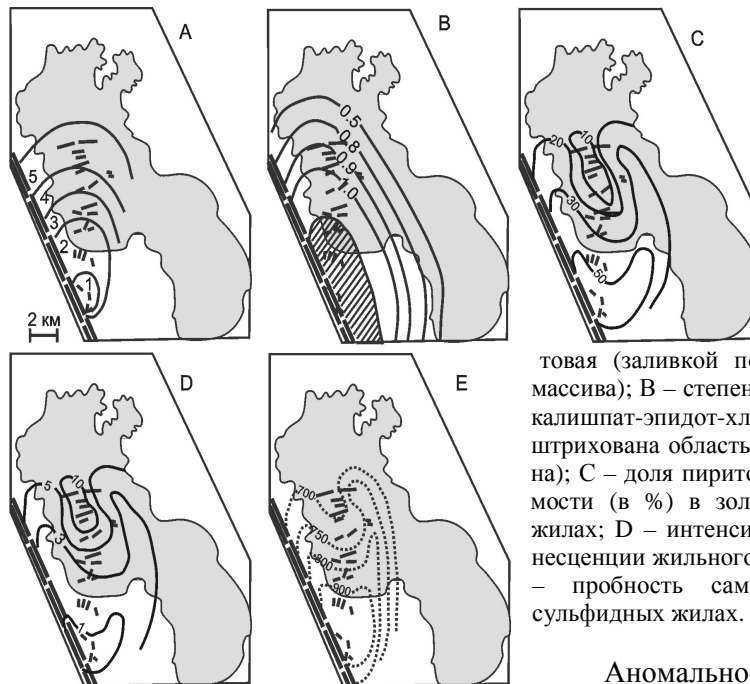


Рис. 46. Латеральная минералогическая зональность Центрального рудного поля (Кузнецкий Алатау)

(по Ворошилову В.Г., 2007):

А – минеральные зоны рудного поля (по типоморфным минералам): 1 – турмалиновая; 2 – шеелитовая; 3 – молибденит-халькопиритовая; 4 – галенит-сфалеритовая; 5 – арсенипиритовая (заливкой показан контур гранодиоритового массива); В – степень триклинности калишпата из зон калишпат-эпидот-хлоритовых метасоматитов (заштрихована область развития решетчатого микроклина); С – доля пиритов с электронным типом проводимости (в %) в золотоносных кварцево-сульфидных жилах; D – интенсивность естественной термолюминесценции жильного кварца (в условных единицах); E – пробыность самородного золота в кварцево-сульфидных жилах.

Аномальное геохимическое поле фор-

мируется в период максимального поступления в геологическую структуру внешней энергии, создающей гидротермальную рудно-магматическую систему. Поступление тепловой энергии обеспечивается глубинно-магматическими или мантийно-термофлюидными потоками из границ внешнего ядра Земли – нижней мантии.

Региональные геологические структуры формируются под влиянием тектонических движений благодаря проявлению плюмтектоники, рифтогенеза и палеодиапиризма. Именно явления активного проникновения энергии и вещества осуществлялось на фоне длительно проявлявшихся мантийно-коровых палеодиапиров, формировавшихся под воздействием глубинных высокотемпературных флюидных потоков в расколах земной коры и мантии. Рудные поля и месторождения образуются под воздействием пространственно локализованных таких периодически ритмических тектонических импульсов с возникновением контрастных структур существенно перестраивающихся при каждой вспышке тектоно-магматической и флюидодинамической активности.

Зональность структур регионального плана обусловлена дифференциацией флюидов еще на уровне высокотемпературных газопаровых смесей, ниже границы гидросферы. Условия синхронного роста с глубиной давления и температуры обеспечивает жидкое состояние воды практически на всем интервале земной коры. Как показали эксперименты и термодинамические расчеты, водные растворы являются более активными растворителями и носителями рудного вещества по сравнению с газами. Вертикальная подвижность флюидов осуществляется благодаря перепадам давления и температур в областях развития расколов и магматизма. Латеральная их миграция обеспечивается подпруживанием малопроницаемыми толщами, горизонтами пород с соответствующими физико-механическими параметрами, надвигами, подошвами остывающих магматических очагов и их надинтрузивных зон (рис. 47). Здесь зарождается латеральная температурная зональность, на фоне которой затем образуются гидротермальные подсистемы ранга месторождений.

Зональность месторождений и рудных тел обусловлена эволюцией глубинных потоков конденсирующихся флюидов, проникавших в гидросферу земной коры по зонам повышенной проницаемости. В начальный период функционирования гидротермальной системы флюиды достаточно монотонно и равномерно просачиваются по ослабленным зонам, формируя аномальные геохимические поля простого строения с прямой температурной зональностью (рис. 47). Самоорганизация гидротермальной системы, на фоне фокусирующего влияния разрывов, и вовлечение в нее конвективных потоков более холодных вадозовых вод, приводит к разделению общей тепловой аномалии на систему конкурирующих конвективных ячеек. В итоге в наиболее проницаемой части структуры формируется ядерная зона системы, а на флангах – зона периферических тепловых аномалий, отделенных от центра (ядра) областью пониженных температур. Сходный результат обеспечивается в случае волнового механизма образования зон трещиноватости (по Богацкому [1986 г.]). Это благоприятствует структурной упорядоченности гидротермальной системы.

Вдоль восходящих ветвей конвективной термофлюидной системы происходит соприкосновение ювенильных и местных растворов и их постепенное смешивание, и распад с возникновением вкрапленной минерализации. При возникновении в ядерной зоне открытой трещины или их системы, смешивание растворов дополняется резким сбросом давления и температуры, вплоть до возникновения пародоминирующих зон. Возникавшие кислотные растворы обеспечивали формирование метасоматитов, а за-

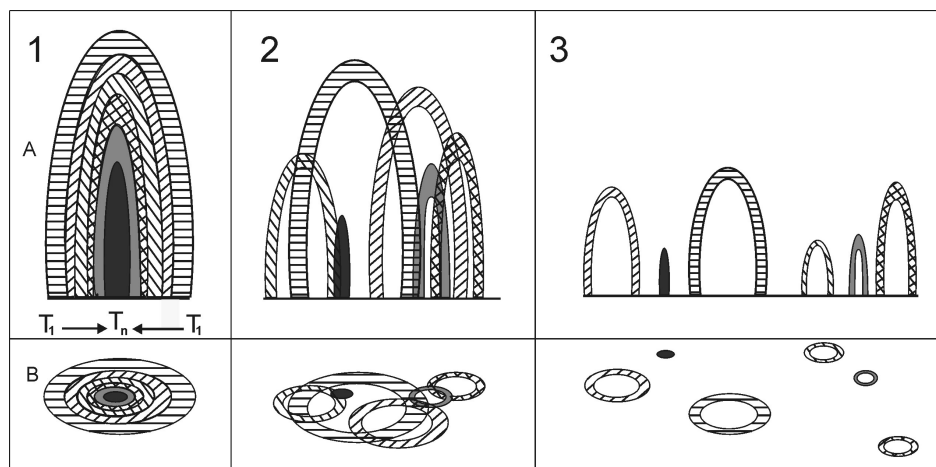


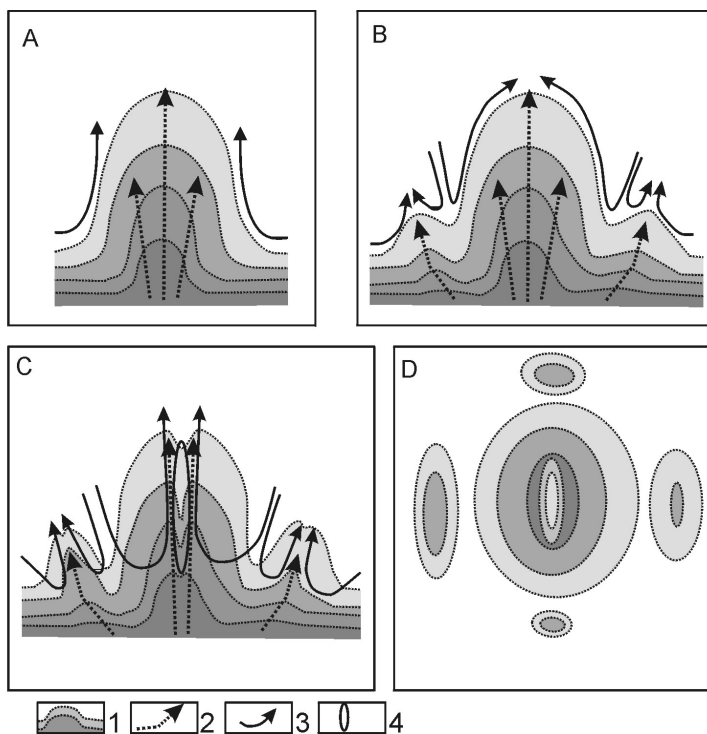
Рис. 47. Схема формирования ядерных зон аномальных геохимических полей в гидротермальных системах с различным уровнем стационарности (по В.Г. Ворошилову, 2007).

А – схема строения гидротермальной системы в разрезе, В – в плане; штриховками и заливкой показаны области смешения ювенильных и местных растворов в моменты времени T_1 (участки накопления разновременных геохимических ассоциаций); цифрами обозначены системы с разным уровнем стационарности: 1 – стационарная, 2 – промежуточная, 3 – нестационарная.

тем и продуктивной жильно-штокверковой, вкрапленной минерализации. По латерали такая система представлена несколькими температурными аномалиями, центральной из которых имеет локальный температурный минимум, связанный с зоной растяжения, а фронтальные фиксируют центры второстепенных конвективных ячеек (рис. 48).

Рис. 48. Модель температурной эволюции эндогенной термофлюидной системы (по В.Г. Ворошилову, 2007)

1 – изолинии распределения температур в системе (интенсивность окраски прямо пропорциональна температуре); 2 – направления движения эндогенного флюида; 3 – пути конвективного течения местных растворов; 4 – области падения температуры и давления, в том числе паровые зоны; А, В, С – этапы эволюции гидротермальной системы (разрезы в вертикальной плоскости); D – горизонтальное сечение системы на финальном этапе рудоотложения.



Предлагается выделять следующие перспективы рудопродуктивности геохимических полей (рис. 48).

1. Наиболее перспективные – концентрические аномальные геохимические поля с ядерной зоной накопления рудных элементов. Они окружены зоной пониженных концентраций металлов и зоной фронтального обогащения этими металлами. Также они сопровождаются крупными и уникальными рудными месторождениями с концентрированным оруденением.

2. Умеренно благоприятные – комплексные полиэлементные поля и ореолы без четко выраженной закономерности размещения моноэлементных аномалий относительно рудоконтролирующих структур. Они сопровождаются рядовыми и мелкими месторождениями.

3. Наименее благоприятные – аномальные поля, представленные разобщенными моноэлементными ореолами. Они возникают при нестабильном функционировании рудообразующей системы на участках с недостаточной тектонической подготовкой. Здесь формируются убогие руды с рассеянной минерализацией.

Следовательно, для формирования богатого оруденения гидротермального типа необходимы долгоживущие дренирующие зоны, проницаемость которых для флюидов поддерживается регулярными (периодически-ритмическими) тектоническими подвижками. О многократном чередовании открытия и закрытия трещин в породах в период рудоотложения указывают, например, показатели «закрытости системы», определяемые по соотношению давлений воды и газов в газовой-жидких включениях жильных минералов. Для возникновения концентрированного оруденения обязательным условием является наличие локальных зон растяжения, где активно может происходить смешение глубинных высококонцентрированных флюидов с более холодными и менее плотными местными растворами.

В.Г. Ворошиловым [2007] предложен комплекс методов исследования эндогенных геохимических полей. Он включает R-факторный, дискриминантный, регрессионный методы, нейронные сети, кластерный анализ переменных. Концентрационная составляющая зональности отражается в результатах кластеризации геохимических наблюдений. Дополнительную информацию о структуре аномальных геохимических полей дают коэффициенты зональности, основанные на особенностях дифференциации химических элементов в гидротермальном процессе.

9.1. Модели геохимических аномалий золоторудных полей и месторождений

На площадях золоторудных полей отчетливо проявляются геохимические аномалии, охватывающие аномалии первого порядка, свойственные крупным геологическим структурам, а также второго и третьего порядков, отвечающие месторождениям и отдельным рудным телам. В результате возникают сложно построенные геохимические поля, отвечающие как главным, так и второстепенным структурам рудных полей. Первоначально на примерах типичных золотоносных регионов Сибири и Казахстана рассмотрены особенности развития и проявления концентрационных геохимических полей и ореолов первого порядка, а затем их зональность для золоторудных месторождений палеозойских складчатых структур [Коробейников, 1992, 1998].

На формирование региональных геохимических аномалий первого порядка оказали влияние не только геологоструктурные, геохимические, физико-химические

факторы среды и гидротерм, но и явления плюмтектоники, рифтогенеза и мантийно-корового диапиризма и метасоматизма.

Региональные закономерности формирования и размещения золоторудных полей в палеозойских складчатых областях определялись сквозными разломами II порядка и участками их пересечения с продольными разломами, зонами трещиноватости, отражающих блоковое строение основания. Рудные поля располагаются в окраинных частях блоков в рифтоподобных структурах, сводовых поднятий и срединных массивов с двухъярусными вулканогенно-терригенными и карбонатно-сланцевыми разрезами верхней части земной коры умеренной мощности (35–47 км). В рудных полях региональная металлогеническая зональность проявилась как смена различных формационных типов руд по простиранию структурно-формационных зон, осложненных очагово-кольцевыми, дугowymi, линейными структурами, фиксируемыми интрузивами, дайковыми поясами, метасоматитами.

Золоторудные поля и месторождения размещаются на площадях, фиксируемых в гравимагнитных и геохимических полях, как переходные зоны между региональными положительными и отрицательными аномалиями. Наиболее крупные золоторудные узлы и поля тяготеют к поперечным, по отношению к офиолитовым поясам, глубинным рифтогенным разломам, прогибам и поднятиям поверхности Мохоровичича, фиксируемыми гравитационными аномальными ступенями по границам внутригеосинклинальных поднятий. Этим аномальным ступеням отвечают глубинные рудоконтролирующие структуры, прежде всего границы блоков разуплотнения вещества земной коры – палеодиапиры. Рудные поля и месторождения окружены отрицательными и пониженными значениями этих физических и геохимических полей. Проявление региональных геохимических аномалий первого порядка обусловлено широким развитием эманационных ореолов интрузий – ранних площадных щелочных, контактово-метасоматических, автометасоматических и поздних локальных гидротермально-метасоматических. Ранние магматиты, контактовые метаморфиты и метасоматиты фиксируются положительными геохимическими аномалиями, последующие калишпат-альбитовые автометасоматиты – пониженными и отрицательными, а поздние околорудные грейзены, березиты-листвениты, аргиллизиты – слабо положительными. Крупные блоки пород гидротермальной проработки формировались с перераспределением, привнесом и выносом химических элементов. При приближении к рудоносной площади концентрации Fe, Au и халькофильных элементов снижаются на площадях развития площадных щелочных метасоматитов. Противоположные изменения геохимических полей наблюдаются непосредственно над рудоносной площадью. Тем самым подчеркивается крайне неоднородное внутреннее строение формирующихся метасоматических и геохимических зон.

Модель геохимической зональности Саралинского кварцево-жильного поля в черносланцевой толще кембрия Кузнецкого Алатау

Жильные кварц-золото (с платиноидами)-сульфидно-лиственитовые месторождения залегают в черносланцевой толще кембрия рифтогенной структуры офиолитового пояса Кузнецкого Алатау [Коробейников, 1998]. Становление плагиогранитной интрузии с сопровождающими метасоматическими процессами привели к возникновению рудно-метасоматической зональности и сложных геохимических полей первого порядка. Они имеют неоднородное внутреннее строение – отрицательные и положительные аномалии размещаются на участках калишпат-альбитовых и березит-лиственитовых метасоматитов. Геохимические ореолы размещаются в пространстве

зонально и образуют внешние чехлы вокруг рудоконтролирующих пликативно-разрывных структур. Совмещение положительных и отрицательных аномалий в объеме единой геологической структуры и обусловило геохимическую зональность (рис. 49).

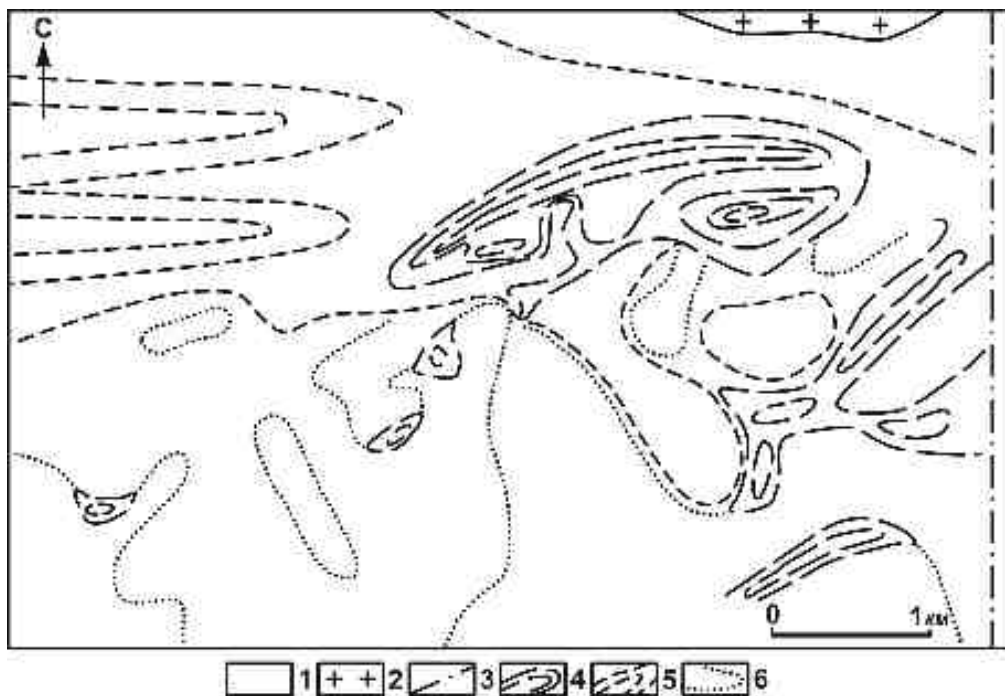


Рис. 49. Моноэлементные аномалии золота в Саралинском рудном поле (по А.Ф.Коробейникову):

1 – углеродистые терригенно-вулканогенные толщи нижнего кембрия; 2 – гранитоиды Араратского массива Є₃; 3 – разрывы; 4-6 – ореолы золота в коренных породах: 4 – 11–15 мг/т Au, 5 – 5–10 мг/т Au, 6 – до 3–5 мг/т Au

В рудном поле выявлены структурные блоки с положительными и отрицательными геохимическими ореолами Au, Ag, As, Cu, Pb, Zn, Sb, W, Ni, Co, Ti, Cr, Mn, Be. Например, в западном и южном блоках, где обнажаются альбитизированные дайковые габбро-диабазы и покровные порфириды, выявлены отрицательные и пониженные концентрационные поля Au, Ag, Cu, Ni, Co, V, As. На общем фоне пониженных и отрицательных значений концентраций этих элементов появляются лишь неширокие и непротяженные линейные зоны-ореолы золота и элементов спутников – As, Sb, Ag, Bi, Te, Cu, Pb, Zn, фиксирующие небольшие кварцево-золото-сульфидные жилы, приуроченные к участкам перехода отрицательных аномалий к положительным. В северо-восточном структурном блоке, где находятся самые крупные кварцеворудные жилы Каскадная и Андреевская, выявлены самые протяженные и широкие положительные ореолы Au и халькопильных элементов. Протяженность их достигает 1–3 км, ширина – 300–600 м. Они образуют здесь крупное геохимическое поле положительных аномалий элементов протяженностью 3 км и шириной до 1,6 км. Это геохимическое поле первого порядка отражает главную рудовмещающую сколовую структуру, включающую крупные зоны березитов-лиственитов и кварцево-золото-

сульфидных тел. В юго-восточном блоке рудного поля найдено два небольших геохимических поля Au и Cu, Pb, Zn, As, Sb с локальными положительными и отрицательными их аномалиями (рис. 49). Положительные геохимические ореолы фиксируют зоны березитов-лиственитов с промышленными кварц-золото-сульфидными жилами (Бобровая), а отрицательные аномалии отвечают участкам интенсивной ранней прерудной альбитизации диабазов, порфиритов, углеродистых сланцев.

На рис. 50 приведены графики изменения геохимических показателей вертикальной геохимической зональности наиболее крупной Каскадной кварцево-рудной жилы рудного поля. Эти графики подчеркивают неоднородно-зональное размещение богатых рудных столбов на глубину более 800 м по падению рудовмещающей сколовой структуры. Коэффициенты геохимической зональности элементов изменяются от 4 на IV горизонте до 0,3 на XXII горизонте Каскадного месторождения. В нижней части разреза проявились убогие концентрации золота и халькофильных элементов.

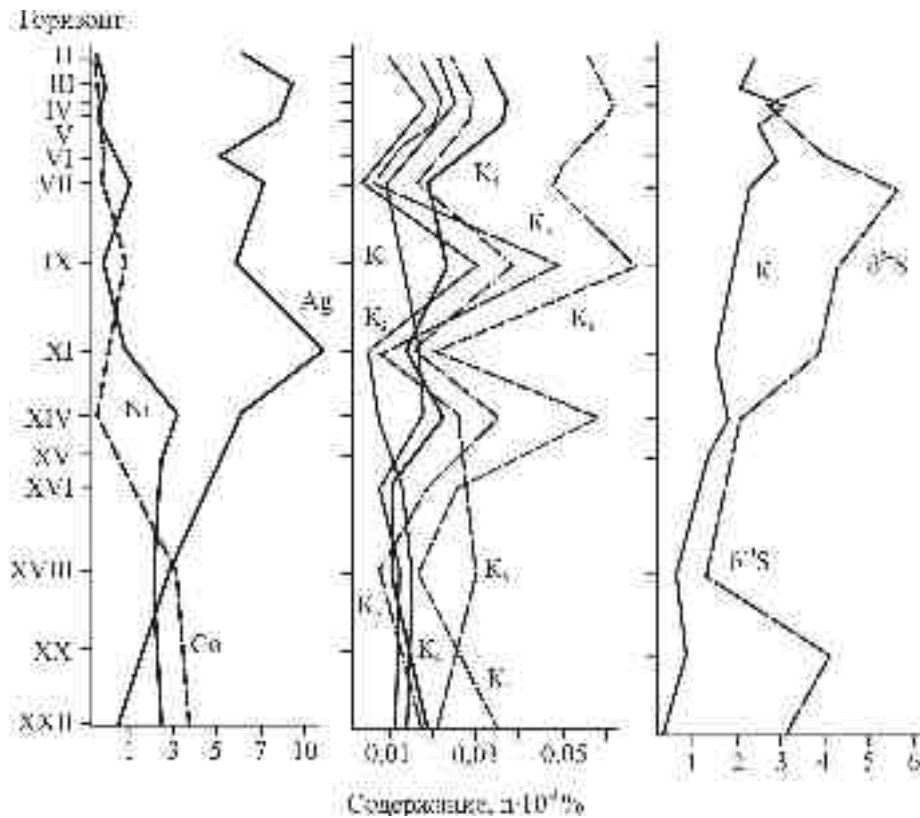


Рис. 50. Изменение в пирите III генерации с глубиной кварц-золото-сульфидной жилы Каскадной содержания элементов-примесей, аддитивного геохимического показателя ($K_{г3}$), мультипликативных геохимических показателей из метасоматических колонок (K_1 - K_3 – внутренняя зона, K_4 - K_6 – внешняя зона) и изотопного показателя состава серы ($\delta^{34}\text{S}$):

$$K = \frac{\text{Pb} + \text{Zn} + \text{Bi} + \text{Ag}}{\text{As} + \text{Sn} + \text{Co} + \text{Ni}}; \quad K_1, K_4 = \frac{\text{Ba} \cdot \text{Ag}}{\text{V} \cdot \text{Cr}};$$

$$K_3, K_5 = \frac{\text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Zn}}{\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Be}}; \quad K_3, K_6 = \frac{\text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Cu}}{\text{V} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cr}}.$$

*Модель геохимической зональности Октябрьского золоторудного поля
в офиолитовом поле Восточного Саяна – Тывы*

Особенности геологического строения региона определяются его приуроченностью к рифтоподобному сочленению салаирид с каледонидами, в пределах Восточного замыкания Западно-Саянского офиолитового пояса. Золотое оруденение (с платиноидами) представлено золото-кварц-березитовой формацией с проявлением жильного и прожилково-вкрапленного типа руд. Рудовмещающие вулканогенно-черносланцевые толщи € насыщены телами гипербазитов, габбро-диоритов, гранитоидов. Окружающие породы подвержены зеленосланцевой фации метаморфизма. Проявлены площадные альбит-калишпатовые метасоматиты и березиты-листвениты, в которых залегают золото-платина-палладиевые руды.

Выявлены положительные и отрицательные аномалии Ba, Sb, Hg, As, Cu, Pb, Zn, W, Mo, Cr, V, Ti, Ni, Co, Mn, Be, формирующие сложные геохимические поля первого порядка (рис. 51). Его центральная часть характеризуется сериями узких зон северо-западного направления, представленных сочетанием положительных и отрицательных линейных ореолов. Отрицательные аномалии Cu, Zn, Ni, Co, Cr занимают ядерную часть Центрального блока и фиксируют метасоматические альбититы и калишпатиты. Размеры их не превышают 120–800 м в длину и 80–160 м в ширину. Положительные аномалии Au, Cu, Pb, Zn, As сопутствуют кварцево-жильным зонам и сопровождающим березитам-лиственитам. На флангах этих жильных зон развиты отрицательные ореолы Co, Ni, V, Cr, Ti. На северо-восточном продолжении этой рудно-метасоматической зоны размещены локальные положительные геохимические аномалии Pb, As, Zn, Cu, V, Ni, Co, Cr. В юго-восточном её замыкании встречена протяженная на 600 м положительная аномалия второго порядка Cu, Zn, Pb шириной 30 м.

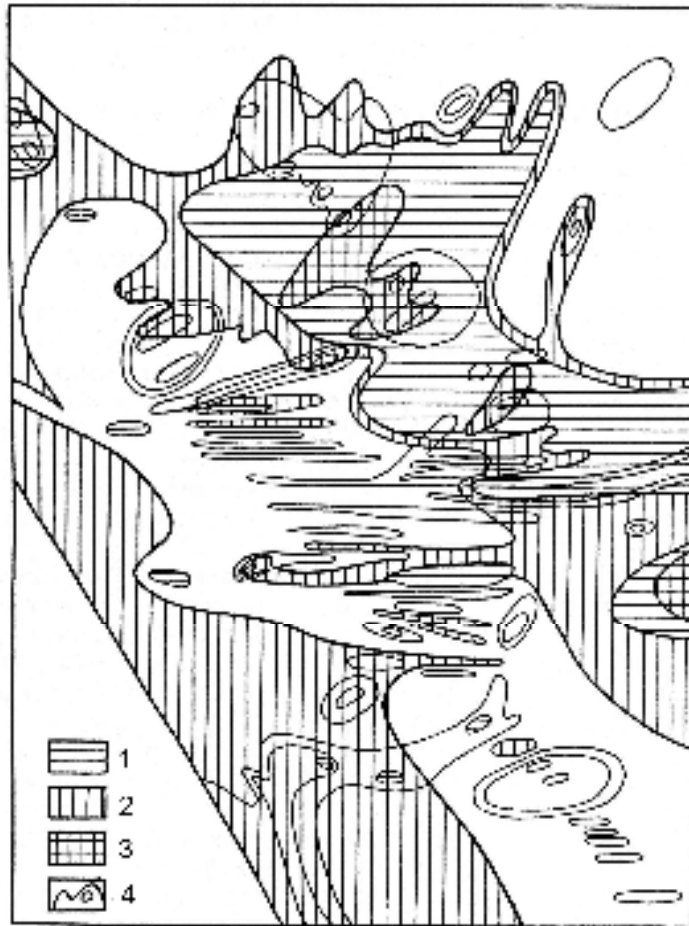


Рис. 51. Геохимическая зональность Октябрьского месторождения (план).

Зоны привноса: 1-3 – халькофильных элементов меди, свинца, цинка 1-го, 2-го, 3-го порядков; 4 – сидерофильных элементов кобальта, никеля, хрома, ванадия, титана

Такое сложное геохимическое поле рудных элементов обусловлено особенностями строения рудно-метасоматической зоны-колонны, в нижней части которой сформировались альбит-калишпатовые площадные метасоматиты с сопровождающими их убогими прожилково-вкрапленными ранними золото-шеелитовыми рудами. В средней части колонны размещены кварцево-серицит-пирит-серицитовые фации лиственитов со штокверково-жильными кварцево-золото-халькопирит-сфалерит-галенитовыми рудами, а верхней – существенно карбонатные фации лиственитов с кварцевыми жилами и прожилками и свободным золотом. Нижнерудные участки колонны характеризуются преобладанием в жильном кварце и окружающих лиственитах примесей Cr, V, Co, Ni, Mn над Pb, Zn, Cu, As, Au, а верхнерудные участки несут повышенные концентрации Au и Sb, As, Ag, Hg в тех же минеральных комплексах. Отрицательные геохимические аномалии Cu, Zn, Au, As характеризуют прикорневые участки рудно-метасоматических зон. Выявленная региональная геохимическая зональность используется для определения уровней эрозионного среза отдельных структурных блоков рудного поля и глубины распространения различных типов метасоматитов и сопровождающих руд.

Модель геохимической зональности кварцево-жильного поля Центрального в гранитоидном интрузиве Кузнецкого Алатау

Рудное поле размещается в гранитоидном интрузиве, приуроченном к тектонически осложненному восточному борту Кузнецко–Алтайского глубинного разлома среди зеленосланцевых толщ кембрия.

Оруденение представлено кварцево-золото-сульфидными жилами с березитами, локализованными в пределах крупного гранитоидного плутона. В масштабе рудного поля проявлена латеральная зональность метасоматитов и руд – снижение температур рудоотложения на 80–100°C с юга на север, по мере удаления от глубинного разлома, со сменой следующих минералогических зон: турмалиновой, шеелитовой, халькопирит-молибденитовой, галенит-сфалеритовой, арсенопиритовой. В этом же направлении возрастает количество сульфидов в жилах от 5–8 % до 50–80 %. Снижаются пробы золота с 930 до 650 ‰, кварц-мусковитовая фация березитов сменяется кварц-карбонатно-серицитовой, тип проводимости в пиритах сменяется с электронного на дырочный, закономерно изменяются типоморфные свойства жильного кварца и калишпата предрудных калиевых метасоматитов. Границы между минералогическими зонами резкие, а вертикальная зональность в их пределах проявлена не отчетливо. Это объясняется многокорневым характером развития оруденения. Все кварцево-золоторудные тела с березитами пространственно тяготеют к зонам развития предрудных кварц-калишпатовых метасоматитов и пропилитов.

Геохимическая зональность рудного поля обусловлена сочетанием площадных калишпат-альбитовых автометасоматитов, локальных окolorудных березитов и кварцево-золото-сульфидных жил в нижнепалеозойском Центральнинском гранитоидном лополите Мариинской тайги. Для площадных метасоматитов свойственно пониженное содержание Au и халькофильных элементов с незначительным возрастанием концентраций Cu, Pb, Ag от кварц-калишпатовых к калишпат-эпидот-хлоритовым метасоматитам. В пределах отдельных фаций ранних щелочных метасоматитов содержание этих элементов возрастает от ядерного к фронтальному блоку рудного поля (рис. 52). Коэффициенты контрастности данных элементов сокращаются в том же направлении с 2,5 во фронтальном до 0,5 в ядерном структурных блоках.

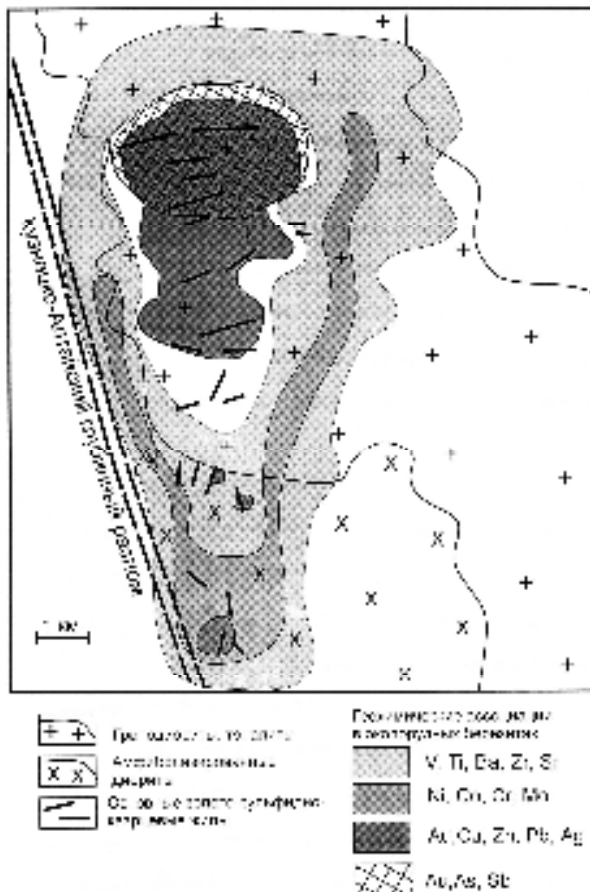


Рис. 52. Геохимическая зональность Центрального рудного поля

Региональная геохимическая зональность рудного поля проявилась и в геохимических полях первого порядка среди ранних альбит-калишпат-биотитовых метасоматитов и поздних околожильных березитов. При этом W и Mo формировали широкие, выклинивающиеся с глубиной, ореолы в березитах и слабо измененных гранодиоритах северного структурного блока (рис. 52). На юг от этого блока зафиксировано погружение ореолов W и Mo до глубин 800 м от поверхности. В этой зоне установлена вкрапленность шеелита и молибденита в кварцевых жилах и окружающих березитах. В южном блоке геохимические ореолы приурочены к экзоконтакту гранодиоритового плутона и к выходу штока кварцевых диоритов. Напротив, в березитах северного блока развиты ореолы Cu, Pb, Zn, Ag, As, Sb. В южном направлении продуктивность этих ореолов и коэффициенты контрастности элементов убывают. В этом направлении с глубиной интрузивного тела преобладает золото-вольфрамовое оруденение над золото-

полиметаллическо-мышьяковым

(рис. 52). Тем самым подчеркивается ярусное строение геохимических ореолов разных ассоциаций по падению общей рудно-метасоматической колонны в интрузиве. Для восточного блока установлены повышенные концентрации рудогенных элементов среди березитов и преобладание в аномалиях Ba и Pb над Cu и Ag, что свидетельствует о верхнерудном эрозионном срезе данного структурного блока.

Для северной части рудного поля свойственно зональное распределение Cu, Zn, Pb, Ag, Sb в геохимическом поле. Здесь с севера на юг максимумы концентрации элементов в ореолах сменяются в такой последовательности: Sb, Zn, Pb, Cu, а в южной части рудного поля развиты уже повышенные концентрации As, Cu, Pb, Zn. При этом в пиритах кварцевых жил и березитов с севера на юг рудного поля сокращаются концентрации As, Sb, Bi, Pb и возрастают содержания Co, Ni, W. Следовательно, региональная геохимическая зональность рудного поля первого порядка явилась отражением рудно-метасоматической зональности с разным проявлением продуктивных минеральных ассоциаций в его структурных блоках. Подрудные группы элементов W₂, Ni, Co, Ti, Cr тяготеют к ядерному блоку, околорудные Pb, Zn, Cu, Ag, Au, Mo, W₁ – к промежуточному блоку, а во фронтальном блоке господствуют As, Sb, менее – Ag, Zn, Cu, Pb. Такая ступенчатая геохимическая зональность является прямой отно-

сительно ядерной части рудного поля (и гранитоидного интрузива). Внутри отдельных ступеней минералообразования геохимическая зональность отвечает «сходящейся на глубину». Это привело к сокращению площадей эндогенных ореолов в горизонтальных срезах от ранних геохимических парагенезисов к поздним (рис. 52, 53). В результате сформировалась прямая геохимическая зональность рудного поля первого порядка с элементами концентрической.

Итак, горизонтальная и вертикальная зональность в рудном поле выразилась в смене с юга на север геохимических ассоциаций элементов вольфрам-молибденовой, затем медной, свинцово-цинковой, полиметаллической и мышьяковой зон (рис. 52, 53). В разрезе (рис. 53) вверху проявилась золото-свинцово-цинковая ассоциация элементов, а внизу – молибден-вольфрам-хром-никелевая. Все это обусловлено особенностями пространственного размещения разноминеральных типов жильных руд и метасоматитов.

На рис. 54, а, б приведены разрезy геохимической и минеральной ассоциаций в околожильных березитах в плоскости золото-сульфидно-кварцевой жилы этого рудного поля. Приведенные разрезy подтверждают зависимость геохимического спектра элементов в конкретной рудно-метасоматической зоне от минерального состава кварцевой жилы.

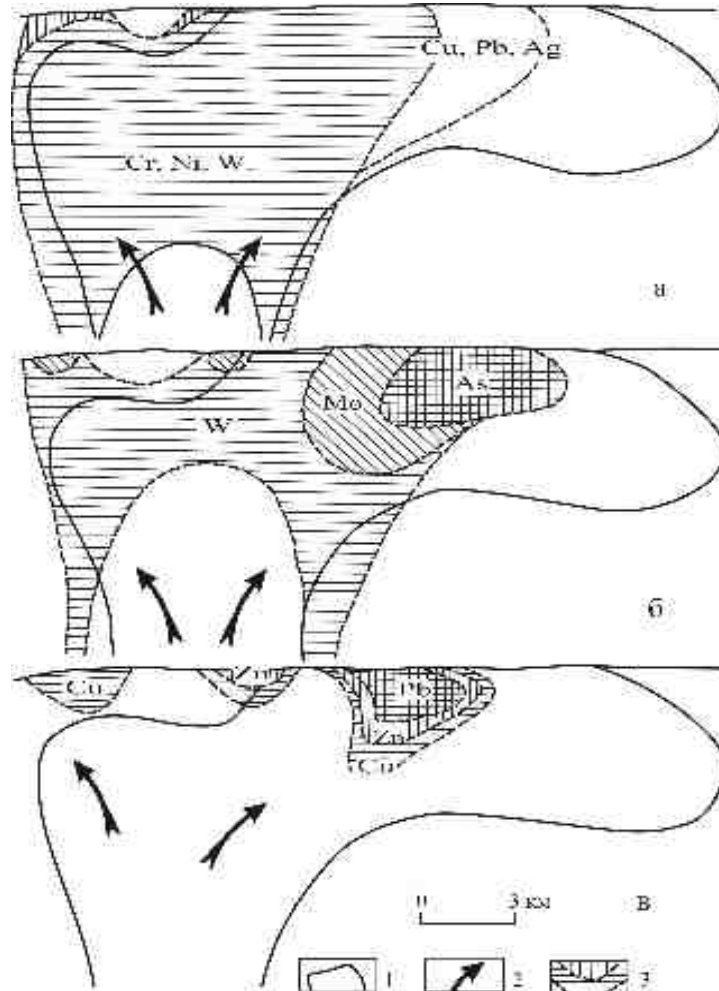


Рис. 53. Модели геохимической зональности Центрального золоторудного поля, вертикальные разрезy (по В.Г.Ворошилову): 1 – контур Центрального гранитоидного массива; 2 – направления движения палеогидротермальных потоков; 3 – контур эндогенных геохимических ореолов: а – в кварц-полевошпатовых метасоматитах; б – в березитах с кварц-арсенипирит-молибденит-шеелитовыми ранними жилами; в – в березитах с кварц-золото-полисульфидными жилами

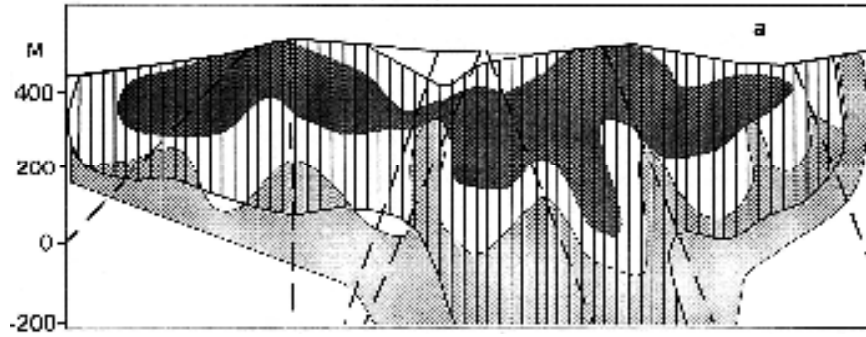





Рис. 54 а. Геохимическая зональность березитов в плоскости кварцево-сульфидной жилы Центрального рудного поля (по В.Г. Ворошилову).

	Сильносеребряные	Игольчатая элементная зона
	$Ag_{70}Sb_{30}Pb_{70}As_2Zn_{10}Cu_2$	Au, Cu, Pb, Zn
	$As_{50}Ag_{50}Pb_2Zn_2Cu_2$	As
	Ag, As, Cr, Ti, V	Ti, Cr, V

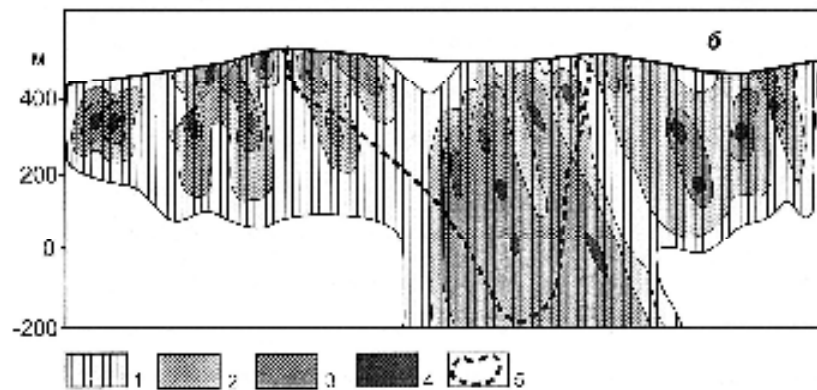


Рис.54 б. Минеральный состав руд той же жилы (по В.Г. Ворошилову).

1 – березиты; 2 – кварц + пирит; 3 – кварц + пирит + арсенопирит; 4 – кварцево-золото-полисульфидная (галенит + сфалерит + халькопирит ± пирротин) ассоциация; 5 – участок развития пирротина в полисульфидной ассоциации

9.2. Модели геохимической зональности месторождений золото-скарнового типа

Для Тарданского золото-скарнового месторождения Тывы выявлены эндогенные геохимические ореолы концентрирования Ba, Sb, Ag, Cu, Pb, Zn, Cd, Bi, As, Au, Ni, Co, Ti, V, Cr, Be. Эти положительные аномалии захватывают не только тела магнезиально-известковых скарнов, послескарновых кварц-карбонат-серпентин-хлорит-актинолитовых метасоматитов, но и березитизированные породы приконтактовых зон Копто-Байсютской диорит-плагиогранитной интрузии [Коробейников, 1999,

2006] (рис. 55). Такие элементы как Ba, Ag, Zn, Cu образуют ореолы, оконтуривающие в целом скарновые залежи и окружающие гидротермально преобразованные гранодиориты, диориты. Внешнюю зону общего геохимического ореола овальной формы в плане составили Cu и Zn. В нее вложены ореолы повышенной концентрации Au, Ag, As, Bi. Ореолы Au и Ag самые низкоконцентрированные и наименее протяженные по латерали на горизонте эрозионного среза месторождения (рис. 55, а). На горизонте штольни (рис. 55, б) эти эндогенные геохимические ореолы более крупных размеров и более значимых концентраций золота и халькофильных элементов. То есть с глубиной размеры геохимических ореолов возрастают как и концентрации рудных элементов. Установлена прямая корреляционная связь между содержаниями Au, Ag и Cu в геохимических ореолах: $r_{Au-Ag} = +0,6...+0,8$, $r_{Au-Cu} = +0,5...+0,6$. Отношение Au:Ag в ореолах и скарновых рудах колеблется в пределах от 50:1 до 1:20 при среднем значении показателя 10:1. В лиственитизированных скарнах, вкрапленно-прожилковых кварц-карбонатно-медно-золото-сульфидных рудах, входящих в геохимические концентрационные ореолы месторождения, выявлены повышенные содержания Pt и Pd: 0,15...33 г/т Pt и 0,1...0,25 г/т Pd. Геохимические исследования показали, что лиственитизированные сульфидоносные магнезиальные, известковые скарны, послескарновые метасоматиты несут промышленно важные концентрации золота, меди, платины и менее палладия, висмута. При этом максимальные содержания платины 0,577...33 г/т свойственны преобразованному магнезиально-известковому скарнам, а для палладия характерны повышенные концентрации в сульфидизированных скарнах (0,1...0,25 г/т) и в халькопиритах (0,53...5 г/т). Основными концентраторами Pt и Pd в скарновых рудах явились пирит, содержащий до 8...167 г/т Pt и галенит, халькопирит до 0,5...5 г/т Pd.

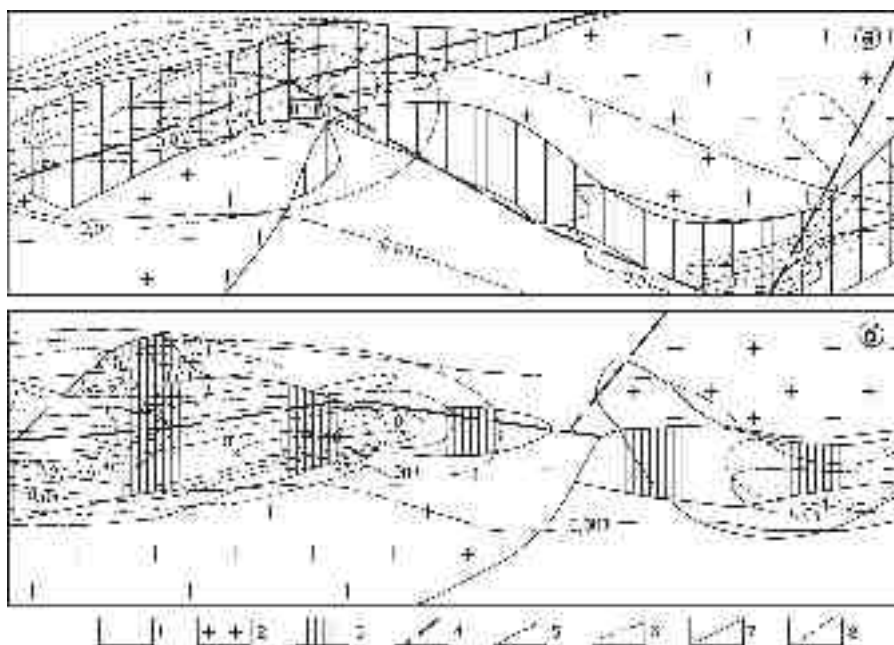


Рис. 55. Эндогенные геохимические ореолы Au, Ag, Cu, As в скарновых зонах Тарданского золото-скарнового месторождения:

а – план поверхности, *б* – план горизонта штольни I; 1 – мраморы; 2 – диориты интрузива; 3 – зоны скарнов магнезиальных и известковых; 4 – разрывы; 5 – контакты скарновых и диоритовых тел; 6-8 – ореолы Au и Ag (6), Cu (7), As (8). Изолинии элементов – %.

Для Ольховско-Чибжижского комплексного золоторудного поля с золото-скарновым и кварцево-золото-сульфидным оруденением также свойственны геохимические поля и аномалии [Коробейников, 1999, 2006]. Здесь контактово-метасоматические золото-медносульфидные залежи, развитые на контактах гранитоидов с мраморами, сопровождаются магнезиально-известковыми скарнами, хлоритовыми и графит-карбонатными метасоматитами внешних контактовых зон Ольховской гранитоидной интрузии. Скарны слагают внутренниие зоны общей контактово-метасоматической колонны. Березиты, развитые в эндоконтактах интрузива, сопровождают жильно-штоковерковые золото-кварцевые тела, секущие контактовые эндоскарны, калишпатизированные, альбитизированные, биотитизированные гранодиориты, плагиограниты. Рудно-метасоматическая зональность подчеркивается зональностью первичных ореолов элементов.

Эндогенные геохимические поля представлены положительными и отрицательными аномалиями, размещенными над рудами и подрудными телами и разными метасоматитами. Отрицательные и пониженные ореолы находятся в зоне щелочных метасоматитов палеогидротермальной колонны, а положительные – на участках развития локальных грейзенов и березитизированных гранитоидов. Для метасоматических золото-медносульфидных залежей и кварцево-золото-сульфидных жил характерны положительные ореолы: надрудные «а» Ba, Sb, Hg, околорудные «в» Cu, Bi, Te, Au, Ag, Pb, Zn, As₁, подрудные «с» Cr, Ni, Co, V, Ti, W, Mo, Be, As₂. Эти ореолы размещаются зонально и образуют внешний чехол вокруг рудолокализирующих структур (рис. 56).

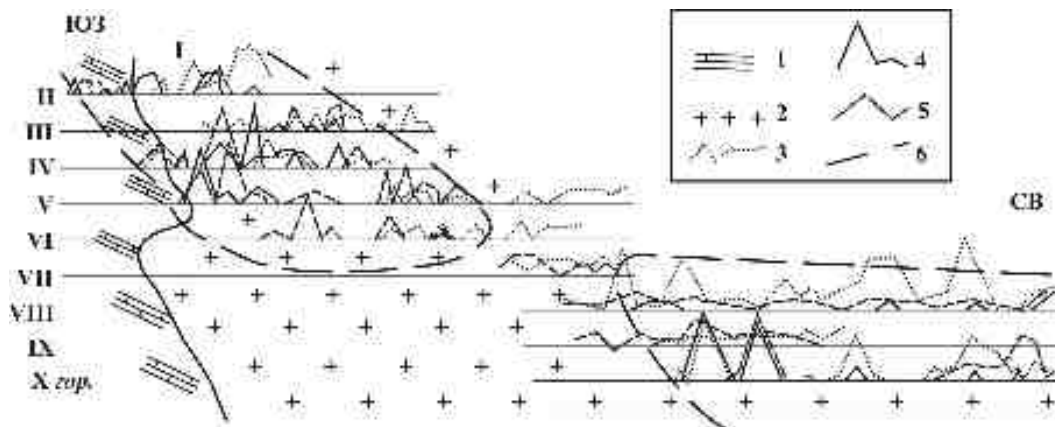


Рис. 56. Аддитивные геохимические ореолы Медвежьего контактового золоторудного месторождения (проекция в плоскости рудной зоны).

1 – мраморы; 2 – плагиограниты калишпатизированные, альбитизированные, серицитизированные; 3–5 – ореолы: 3 – надрудные Ba+ Hg+ Sb; 4 – околорудные Cu+ Pb +Zn +Ag+Au+Bi+As₁, 5 – подрудные Cr+Ni+Co+V+Mo+Be+As₂; 6 – контуры рудных кулис I и II.

В объеме эндогенные ореолы чаще представляют собой уплощенные факелы шириной, превышающей размеры рудных тел в 10–30 раз и в 2–7 раз размеры тел околорудных метасоматитов. Надрудные ореолы обычно на десятки – первые сотни метров опережают по вертикали золоторудные тела. Верхние их части обогащены элементами-примесями и характеризуются отношениями $v:c = 1$, $Cu:Zn = 1$. Нижней их половине свойственно преобладание $c:v > 1$, $Cu:Ni > 1$. Здесь дополнительно появляются Mo, Be, иногда W, а содержание As достигает максимума. Внешнюю зону околорудного ореола формируют Ba, Hg $<$ Sb \pm As (до 7 м от рудного тела), где кон-

центрация Ва достигает 0,1% (в 30 раз выше фонового), а Hg – 0,05% (2 м от рудного тела). Средняя и внутренняя зоны ореола представлены Zn, Pb, Cu, Bi, Te, Ag. Ширина этой части ореола составляет 3 м. При этом внешняя часть его сложена Zn, а ближе к рудному телу располагается ореол Pb. Наиболее узкую зону ореола создает Cu (0,5 %, то есть в 25 раз выше фонового). Снизу внутреннюю зону, непосредственно примыкающую к рудному телу, образуют подрудные элементы Ni, Co, V, Cr, Ti, Mn, As₂, из которых преобладают Ni и Co. Они фиксируются во вкрапленных пиритах на расстоянии 1 м от рудного тела и глубже.

Распределение элементов–примесей в пиритах II и III генераций метасоматитов и рудных тел подчеркивает зональное размещение различной минерализации и окружающих геохимических ореолов в рудно-метасоматической колонне. Например, на Медвежьем контактовом месторождении элементы–спутники в пиритах II и III по вертикали распределены прерывисто-волнообразно с амплитудой волны концентраций элементов в 200–400 м. Максимумы содержаний Zn, Pb, Sb, Bi, Co, Ni, Au, Ag, Te определены на горизонтах развития рудных столбов, а минимумы на их выклипании. Для кварцево-золото-сульфидных жил и сопровождающих березитов зафиксировано также волнообразное увеличение концентраций этих элементов на интервале 360–400 м по вертикали.

Сульфидные залежи, кварцевые жилы, сульфидные вкрапленные ассоциации несут высокие концентрации Pt и Pd: пириты Медвежьего и Константиновского месторождений содержат в среднем 6,4 и 1,9 г/т Pt, халькопирит, галенит, сфалерит – 18,7, 14,0 и 0,01 г/т Pt соответственно. Концентрации Pd достигают 0,01...5,4 г/т.

Модель геохимической зональности золото-платиноидного оруденения в черносланцевой толще карбона Чарского офиолитового пояса Казахстана

Золоторудные поля с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной и кварцево-жилковой золоторудной минерализациями находятся в рифтогенных компенсационных структурах Западной Калбы [Коробейников, Масленников, 1994]. Инъективные дислокации, связанные с проникновением в земную кору, отражаются на поверхности Земли кольцевыми зонами и системами кольцевых, дуговых, линейных структур размером 0,5–50 км в диаметре.

Золоторудные поля размещаются на площадях, фиксируемых в геохимических полях как переходные зоны между региональными отрицательными и положительными аномалиями первого порядка. Их появление обусловлено наличием штоков гранитоидов, дайковых свит, контактовых и гидротермальных метасоматитов площадного распространения. Геохимические ореолы представлены Ва, Sb, Hg, Cu, Pb, Zn, Bi, Au, Ag, Te, W, Ni, Co, V, Cr, Mo, Be. Морфология конкретных аномалий отвечает субпластовой, линзовидной, струйчатой, секущей линейно-пластовой конфигурациям. Нередко отдельные наиболее крупные аномалии прослеживаются из блока в блок этой структурно-формационной зоны на 1–8 км (рис. 57). Контрастные ореолы Ва, Ag, Cu, Pb, Bi, As, Sb выявлены в верхней части разреза, где развиты кварцево-жилковые и штокверковые руды в лиственитах-березитах. Ореолы Cu, Bi, Pb, Ag, Pt, Pd, Au здесь линейно-прерывистые, окружают главные рудные зоны. На уровне развития штокверковых кварц-золото-сульфидных руд ореолы As, Cu, Pb, Zn, Bi, Ni, Co, Cr, Ti линзовидной и линейно-пластовых секущих форм шириной в десятки метров и протяженностью первые километры. Самые яркие ореолы As проявлены на глубинах 200–300 и 500–700 м (Боко-Васильевское, Бакырчикское рудные поля). Отдельные слабоконтрастные аномалии Ва, Sb, Se, Te, Bi, Ag, Au проявились в верхних частях разреза. На нижних горизонтах, особенно на площадях развития пропилитов и лиственитов, нередко выявляются пониженные концентрационные аномалии Ni, Cr, V,

Ni, Co, в которых концентрации этих элементов в 5–10 раз ниже фоновых значений. В некоторых структурных блоках проявляются контрастные и протяженные ореолы As, а также Pb и Ba. Все это свидетельствует о различных уровнях эрозионного среза отдельных структурных блоков общей структурно-металлогенической зоны Западной Калбы.

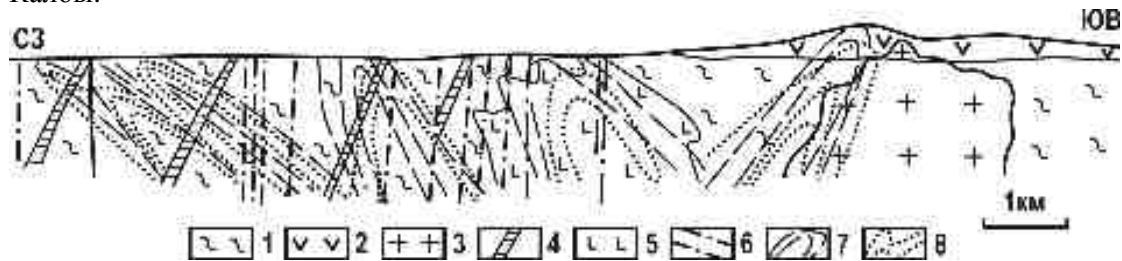


Рис. 57. Эндеогенные геохимические аномалии золота и мышьяка в черносланцевых толщах карбона Боко-Васильевского рудного поля Западной Калбы

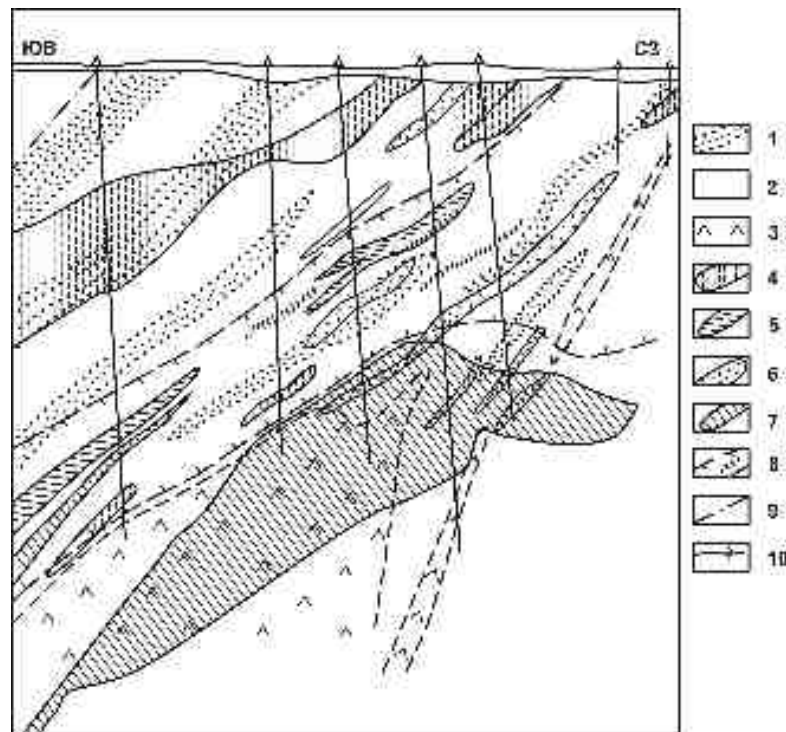
(продольный вертикальный разрез через рудную зону, упрощенный вариант).

1 – углеродистые аргиллиты, алевролиты, песчаники среднего карбона; 2 – основные эффузивы, андезиты C_3 ; 3 – диориты, плагиограниты альбитизированные, березитизированные габбро-плагиогранитовой верхнепалеозойской (C_3 -P) формации; 4 – дайки диоритов, плагиогранитов, альбитофиоров C_3 -P; 5 – тела серпентинизированных дунитов, перидотитов; 6 – дизъюнктивы II–III порядков; 7 – положительные геохимические ореолы золота; 8 – положительные геохимические ореолы мышьяка

Для кварц-золото-сульфидных жильно-штокверковых и золото-сульфидных прожилково-вкрапленных руд выявлена рудно-метасоматическая зональность, подчеркнутая геохимическими концентрационными аномалиями разной интенсивности (рис. 58). Для геохимических ореолов определен такой ряд зональности (сверху вниз): надрудные Ba, Sb, Hg; околорудные Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Au, Ag, As, W_1 ; подрудные V, Ni, Co, Cr, Ti, Mo, W_2 , As_2 , Be.

Рис. 58. Эндеогенные геохимические ореолы в разрезе черносланцевой толщи карбона Боко-Васильевского золоторудного поля Западной Калбы.

1 – горизонты песчаников; 2 – углеродистая алевролит-песчаниковая рудоносная толща; 3 – пропилитизированные андезиодациты субвулканические; контрастные ореолы: 4 – Ba; 5 – As; 6 – Pb, Zn; 7 – Ti, Ni, Co, Cr; 8 – рудная зона в листовниках-березитах; 9 – разрывы; 10 – скважины колонкового бурения



С глубиной отдельных рудных зон и рудных тел от кварцево-золото-сульфидного типа руд к прожилково-вкрапленному оруденению концентрации Au и As в пиритах возрастают. Содержания Sb, Ag, Pb, Zn в пиритах напротив сокращаются. Концентрации Co, Ni, Ti, V, Cr в пиритах увеличиваются книзу гидротермально-метасоматической колонны и к внешним ее зонам. В арсенопиритах с глубиной рудных тел сокращаются содержания Sb, Ag, Pb, увеличиваются количества Au, Co, Ni и возрастает доля тонкодисперсного золота в сульфидах с 40 до 80% от общего его содержания в рудах. С глубиной рудных зон и тел отмечается «утяжеление» изотопного состава серы, пирита и арсенопирита. Для пирита $\delta^{34}\text{S}$ составляет +2,35...+1,34 ‰ на горизонтах +263 и +223 м соответственно. В арсенопирите на горизонте +263 м изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ составил +1,05 и +1,01 и даже +0,94 ‰ на горизонте +223 м (рис. 59).

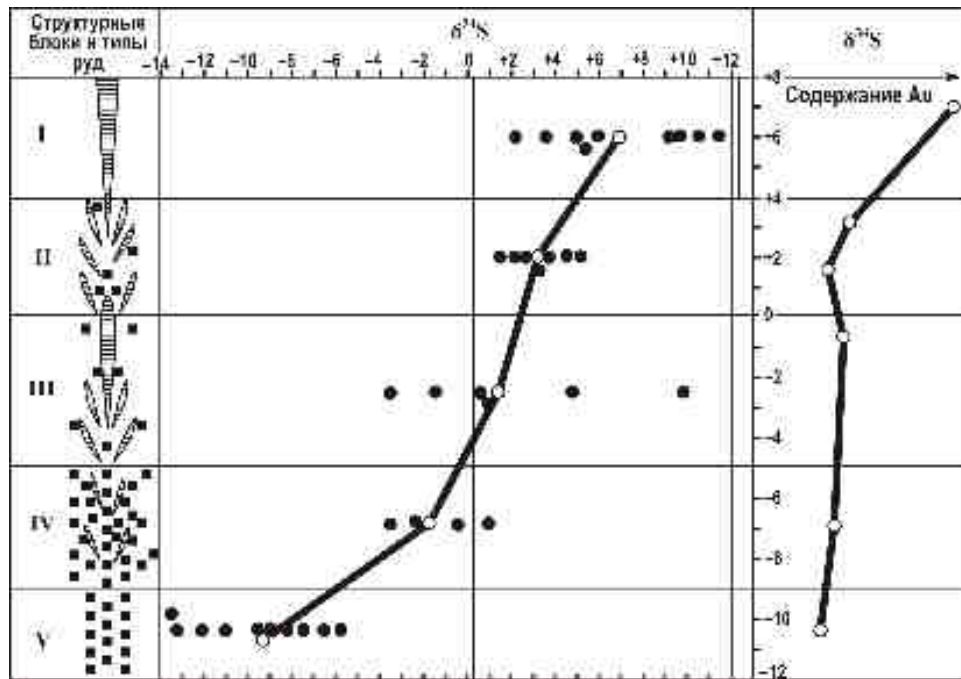


Рис. 59. Изотопно-геохимическая зональность $\delta^{34}\text{S}$ в рудно-метасоматической зоне Северо-Восточного Казахстана:

I-V – геолого-структурные блоки с различными структурно-морфологическими типами золотых руд в лиственитизированных черносланцевых толщах карбона (I – блок с золото-кварцево-пирит-галенитовыми жилами в лиственитах-березитах; II – блок с жильно-штокверковыми золото-кварцево-пирит-арсенопиритовыми рудами; III – блок с жильно-прожилковыми кварцево-золото-сульфидными рудами; IV – блок с вкрапленно-прожилковыми золото-пирит-арсенопиритовыми комплексами; V – блок с убогими вкрапленными золото-пирит-арсенопиритовыми рудами). График справа – соотношение средних содержаний золота с изотопно-геохимическим показателем в тех же структурных блоках. Линиями показаны тренды геохимических показателей $\delta^{34}\text{S}$ и Au- $\delta^{34}\text{S}$ в рудогенных пиритах и рудах; показатель $\delta^{34}\text{S}$ определен для сульфидной серы рудогенных пиритов III генерации в жильных штокверковых и вкрапленных рудах

Изотопно-геохимические исследования показали, что жильно-штокверковые золото-кварц-сульфидные руды верхней и средней части рудно-метасоматической

колонны характеризуются положительными значениями $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах от +2 до +11,6 ‰. Лишь подстилающие и прожилково-вкрапленные золотосульфидные ассоциации прикорневой части колонны обладают отрицательными значениями $\delta^{34}\text{S}$ от -3,1 до -14,6 ‰ (рис. 59).

Рудогенные пириты штокверковых золото-кварц-сульфидных руд центрального структурного блока Боко-Васильевской рудной зоны характеризуются более компактным распределением $\delta^{34}\text{S}$ от +1,96 до +4,9 ‰, что свойственно среднерудному уровню общей палеогидротермальной колонны. Следовательно, в вертикально протяженных рудно-метасоматических колоннах (> 1 км) выявлено фракционирование изотопов серы рудогенных пиритов по такой же схеме: от +2,2 до +11,59 ‰ и от +1,96 до +4,9 ‰ в средней ее части; от -2,93 до -13,74 ‰ в прикорневых частях.

Дополнительно установлено закономерное распределение изотопов углерода в околорудном пространстве черносланцевых толщ палеозоя. Самый «легкий» изотоп углерода $\delta^{13}\text{C}$ -3,18 и -3,62 ‰ определен только в графитизированных разностях рудовмещающих пород. Постепенное «утяжеление» углерода отмечается в кварцево-карбонатных рудных жилах: $\delta^{13}\text{C}$ -1,87...-1,97, в березитах - -1,9, в лиственитах - -1,7 и в карбонатных прожилках - -0,97 ‰.

Модель геохимической зональности Олимпиадинского золото-прожилково-вкрапленного (с Pt, Pd) месторождения Енисейского кряжа

Продуктивная минерализация формировалась в два этапа: золото-полисульфидные умеренноглубинные, а затем золото-теллуридно-платиноидные малоглубинные ассоциации. Формирование ранних умеренно-глубинных золото-сульфидных комплексов в березитах-лиственитах, а затем золото-сурьмяная с сопровождающими аргиллизитами. В раннерудную пирротин-арсенопиритовую стадию (380–280°C) формировались тонковкрапленные руды, а затем прожилково-вкрапленные полисульфидные (280–220°C). Позднерудная антимонит-бертьеритовая ассоциация (230–200°C) сформировалась с аргиллизитами и шеелитом. В рудах установлены содержания Pt 0,1–4 г/т, Pd 0,01–1,9 г/т.

На месторождении выявлена геохимическая зональность [Коробейников, 1999]. В главном рудном теле № 4 определены аномальные концентрации Au, As, Mn, P, Pt, Pd (рис. 60). При этом концентрации As составили $89,8 \cdot 10^{-3}$ ‰ для первичных и $97,4 \cdot 10^{-3}$ ‰ для окисленных руд. Сходным образом определена и Pt, аномалии которой совмещены с аномалиями As (рис. 61). Концентрации W в первичных рудах в 2,5–3 раза превышают фоновые значения $5,6 \cdot 10^{-3}$ ‰, а в окисленных рудах до $54,3 \cdot 10^{-3}$ ‰. Сурьма тяготеет к рудному телу, но концентрируется преимущественно на его периферии ($21 \cdot 10^{-3}$ ‰ в первичных рудах), а в коре выветривания $143 \cdot 10^{-3}$ ‰. Во вмещающих углеродистых сланцах содержания Sb в $1,7 \cdot 10^{-3}$ ‰, а Pb – 1,2 и $1,7 \cdot 10^{-3}$ ‰. W, Sb, Co, Pb концентрировались в основном в коре выветривания. Напротив, Zn, V, Ni, Mo, Ba выносились из рудного тела при окислении. На флангах его, в углеродистых сланцах, отмечаются локальные аномалии этих элементов. Ti, Ag, Cu, Cr создают повышенные концентрации в зонах разрывов. Содержания Ag в рудном теле составляют 0,5–1,5 г/т, в метасоматитах всего 0,2 г/т.

Итак, на месторождении выявлено аномальное геохимическое поле, которое имеет зональную структуру. Выделяется ядерная зона концентрирования, к ней приурочено комплексное оруденение; зона выноса (транзита) и фронтальная зона концентрирования с рассеянной минерализацией. Для ядерной зоны (рудное тело №4) характерны повышенные содержания As (0,1 ‰), Mn (0,2 ‰), P (0,003 ‰), Pt, Pd

(0,01–0,05 г/т). В окисленных рудах средние содержания элементов составляют: Sb (0,14 %), W (0,05 %), Pb, Co (0,004 %). Золото в первичных прожилково-вкрапленных сульфидных рудах содержится в пределах 2–10 г/т, а в окисленных разностях – до 20 г/т; Pt до 1,4 г/т, Pd до 1,9 г/т.

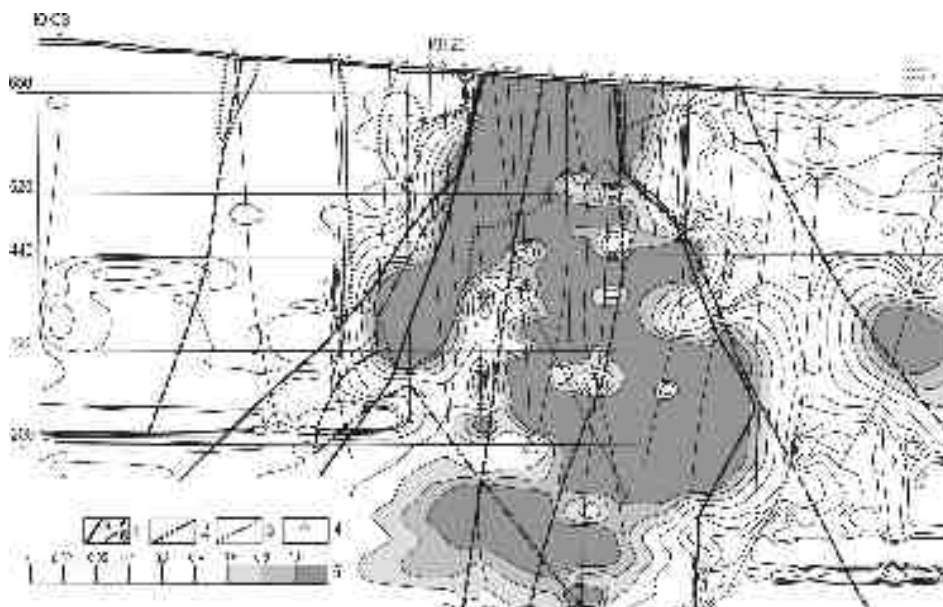


Рис. 60. Распределение Au в плоскости разреза Олимпиадинского месторождения (по А.Ф. Коробейникову и др.).

1 – разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 2 – контур рудного тела; 3 – контур коры выветривания; 4 – скважины детальной разведки; 5 – изолинии содержаний Au в г/т.

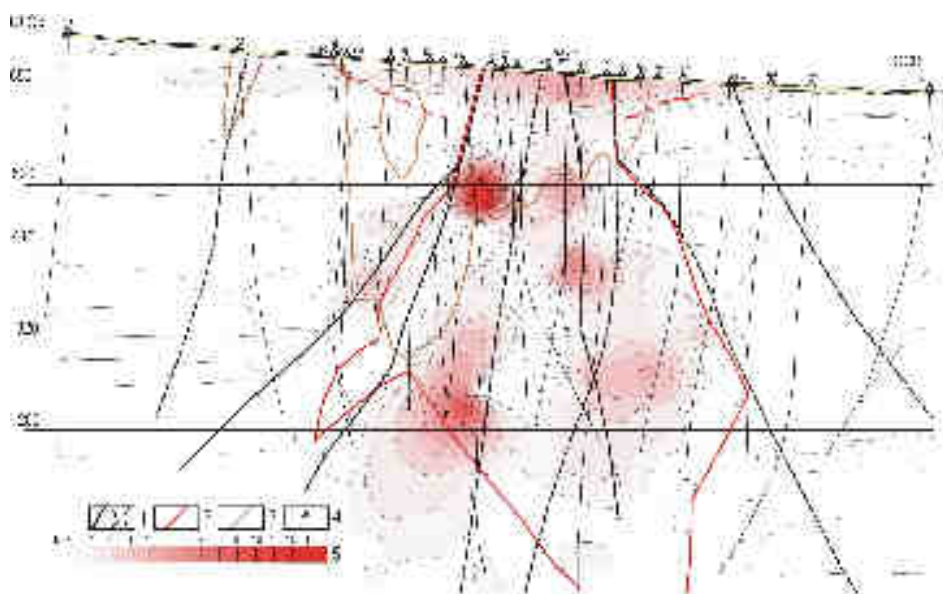


Рис. 61. Распределение Pt в плоскости разреза Олимпиадинского месторождения (по А.Ф. Коробейникову и др.).

1 – разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 2 – контур рудного тела; 3 – контур коры выветривания; 4 – скважины детальной разведки; 5 – изолинии содержаний Pt в г/т.

На рис. 60–61 показаны особенности геохимических концентрационных ореолов Au, Pt и W в разрезе главного рудного тела Олимпиадинского золоторудного месторождения. Структура аномального геохимического поля данного месторождения приведена на рис. 60–62.

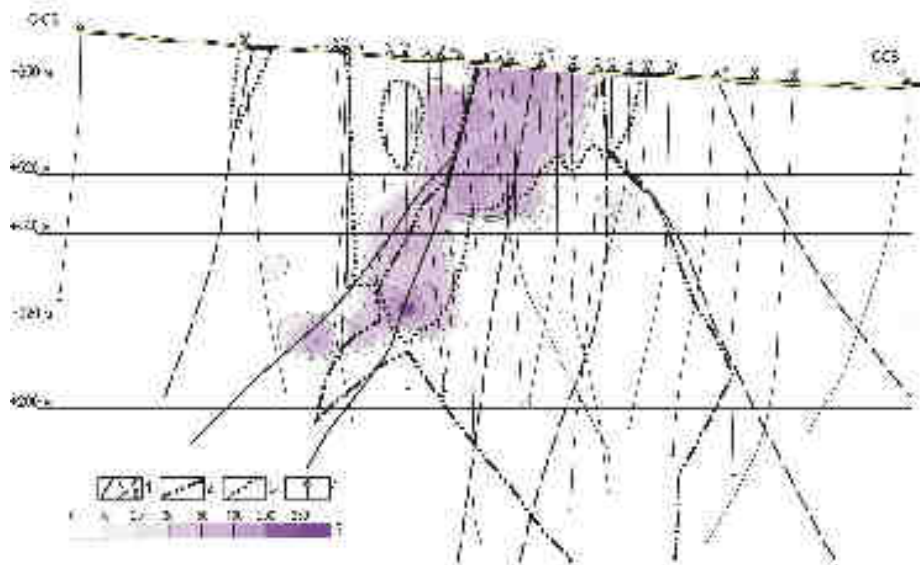


Рис. 62. Распределение W в плоскости разреза Олимпиадинского месторождения (по А.Ф.Коробейникову и др.).

1 – разрывы: а – установленные, б – предполагаемые; 2 – контур рудного тела; 3 – контур коры выветривания; 4 – скважины детальной разведки; 5 – изолинии содержаний W в $1 \cdot 10^3$ масс, %

10. МУЛЬТИСТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ

А.В.Канцелем и А.В. Червоненкисом [1990] предложена мультиструктурная модель геохимического поля, которая позволяет представить его как произведение низко- и высокочастотной функции пространственных координат. Эта модель дает возможность увеличить достоверность производимых оценок промышленных параметров месторождений полезных ископаемых. Она позволяет представить геохимическое поле в виде произведения двух (или нескольких) функций пространственных координат. Одна из этих координат носит шумовой характер и представляет собой высокочастотный случайный процесс, а другая координата является главной функцией (трендом), отражающей общие тенденции роста уровня концентраций или его снижение в пределах изучаемого объема недр. Следовательно мультиструктурная модель представляет поле концентраций как модулированное случайное поле, где шумовая составляющая играет роль несущей, а тренд – моделирующей функции. Они принципиально отличаются от традиционной аддитивной модели тем, что предполагают существенную зависимость между трендом и остатком тренда. При этом характеристикой тренда выступает его уровень, а характеристиками его остатка оказываются дисперсия, спектральные и частотные свойства. Корреляционные связи между уровнем тренда и свойствами остатка (эффект модуляции) зафиксированы на природных объектах, что подтверждает адекватность мультиструктурной модели реальному геохимическому полю. Все это оказывается полезным в качестве дополнительных критериев при проведении прогнозно-оценочных работ.

Геохимическим полем принято называть упорядоченное множество концентраций химических элементов в недрах, рассматриваемых как функция пространственных координат $C = F(x, y, z)$. В качестве новой геохимической модели геохимического поля рассматривается произведение нескольких функций пространственных координат:

$$F(x) = f_1(x) \cdot f_2(x) \dots f_k(x) \xi(x) \quad I,$$

где $f_i(x)$, $i = 1, 2, \dots, k$ – плавноизменяющиеся функции, отражающие содержания полезного компонента;

$\xi(x)$ – шумоподобная высокочастотная функция, отражающая локальные вариации полезного компонента.

Полагая, что $f(x) = f_1(x) \cdot f_2(x) \dots f_k(x)$ II можно записать $F(x) = f(x) \xi(x)$;

$M[f(x)] = M[F(x)]$ III, где $M[f(x)] = 1$; $f(x) \geq 0$, $\xi(x) \geq 0$.

Выражения (II) и (III) описывают так называемую мультиструктурную модель поля концентраций, позволяя рассматривать его в виде модулированной случайной функции пространственных координат. Физический смысл этого можно проиллюстрировать таким примером.

Аддитивная модель предполагает при переходе от участка бедных руд к богатым одновременное увеличение на одну и ту же величину как нижней, так и верхней границы колебания величин. Концентрации возрастают, причем главным образом за счет роста верхней границы значений этих величин. Функция $\xi(x)$ из (III) определяет неоднородность такой кривой, а функция $f(x)$ отражает её плавные, закономерные изменения.

Различные по масштабу рудные образования могут быть представлены в виде иерархии подчиненных подсистем. При этом любое рудное образование (минерал,

скопление минералов, рудное тело, месторождение, рудное поле, рудный район) выступает как элемент более крупной подсистемы, а при более детальных исследованиях – как подсистема низкого уровня, структура которой зависит от подсистемы высшего уровня. Геохимическое поле концентраций, являясь одной из геологических систем, также обладает указанными свойствами многоуровневого иерархического строения. Это вынуждает строить модель геохимического поля в виде произведения ряда функций, отличающихся частотными свойствами. Наиболее плавные функции служат моделью высокого уровня, иерархии в структуре такого поля, определяя общие тенденции в изменении его свойств. Функции, имеющие наибольшую изменчивость, отражают локальные вариации поля концентраций и служат моделью низкого уровня его структуры.

Для обоснования гипотезы о мультиструктурной модели использован закон действующих масс – фундаментальный закон химической кинетики, управляющий скоростью образования рудных минералов в гидротермальном процессе. Он позволяет интерпретировать скорость образования рудных минералов и связанную с ними концентрацию полезного компонента в локальном объеме недр как величину, пропорциональную произведению концентраций исходных продуктов процесса и его физических параметров. В свою очередь концентрацию каждого из упомянутых реагентов и значение параметров системы можно представить как поле, то есть функцию пространственных координат. При этом поля концентраций реагентов, находящихся в жидкой и газообразной фазах, поля температур, давлений будут в силу диффузионного выравнивания, растекания иметь относительно плавный характер. Напротив, поля концентраций твердофазных исходных реагентов, поля физико-механических свойств пород будут отличаться высокой изменчивостью их вариаций. Согласно закону действующих масс, скорость образования полезного компонента в каждой точке можно представить как произведение точечных значений указанных функций, а поэтому и само поле концентраций будет пропорционально их произведению.

Объединяя конкретные функции и вводя нормировочные множители, можно прийти к представлению поля концентраций в виде произведения нескольких, а в схематическом виде двух функций пространственных координат, одна из которых имеет плавный характер. Она отражает влияние физических свойств и особенностей состава вмещающей среды, сильно варьирующих в пространстве и определяющих локальные участки концентрации полезных компонентов.

Мультипликативная модель поля концентраций может быть также обоснована представлениями Н.И. Сафронова о концентрации рудного компонента как о величине пропорциональной вероятности сочетания в пределах локального объема недр ряда рудоконтролирующих факторов. Интерпретируя каждый из них как независимое простое событие, осуществляющееся с определенной вероятностью, можно представить концентрацию полезного компонента как величину, пропорциональную произведению этих вероятностей. А геохимическое поле концентраций представлять как произведение функций, описывающих распределение упомянутых вероятностей в пространстве. В основе этой модели заложен принцип модуляции – произведения высокочастотных и низкочастотных функций. Первые из них определяют дисперсионные характеристики поля, а вторые – их уровни. Произведение этих функций приводит к устойчивой связи между двумя видами этих характеристик, что типично для модулированных процессов – эффект модуляции. Наличие эффектов модуляции в структуре геохимического поля и их резкое ослабление после логарифмирования яв-

ляется признаком принадлежности поля к мультиструктурному типу. В качестве альтернативы рассматриваются фоновые геохимические поля, соответствующие аддитивной модели.

Статистический анализ больших массивов информации по опробованию рудных месторождений различных регионов подтвердил существование эффектов модуляции в структуре гидротермальных геохимических полей. Логарифмирование исходных данных приводит, как показали расчеты, к значительному ослаблению и исчезновению этих эффектов. Они отсутствуют также в структуре фоновых полей.

Итак, введение мультиструктурной модели гидротермального геохимического поля существенно расширяет возможности использования методов математического моделирования при решении прогнозных и оценочных задач. Локальные флуктуации содержаний полезного компонента можно рассматривать как явление увеличения или снижения среднего уровня концентрации полезного компонента, зависящие от условий рудообразования. Характеристики этих флуктуаций (дисперсия остатка от тренда, его специальные свойства, различные показатели неоднородности, осложнения кривой опробования) могут служить дополнительными критериями прогноза рудоносности, фиксации границ геохимических аномалий, оценки ресурсов и запасов и т.п.

Рассмотрим решение оценки среднего в сфере влияния рудного пересечения как функции от статистических характеристик оруденения на примере редкометалльного месторождения, локализованного в углисто-глинистых песчаниках палеогена (рис. 63). Рудная залежь имеет форму крутопадающей линзы, залегающей согласно границам рудовмещающего пласта.

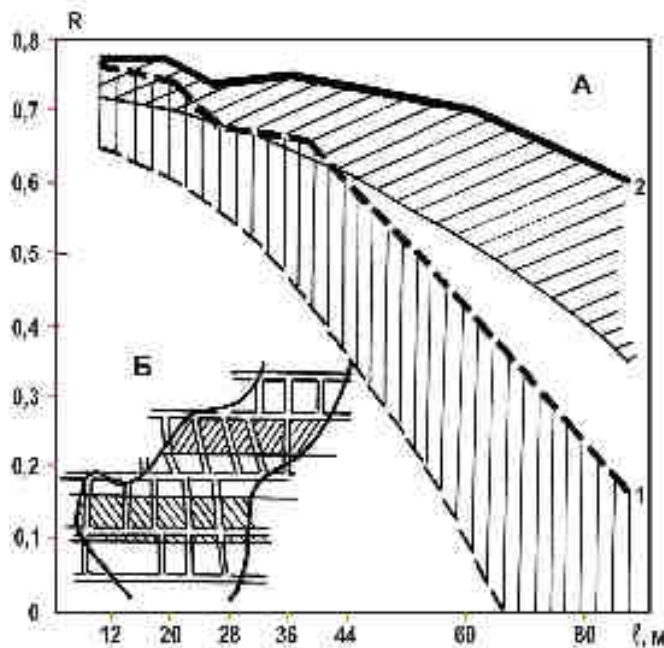


Рис. 63. Изменение коэффициента корреляции (R) между оценкой среднего и истинным средним полезного компонента в блоках по мере увеличения их размеров (l): 1 — традиционная оценка; 2 — оценка методом мультиструктурного моделирования; штриховкой показаны зоны доверительных интервалов; А — участок рудной залежи, использованной для построения регрессии; Б — участок экзамена (по А.В.Канцелю, А.Я.Червоненкису, 1990)

Верхние этажи месторождения отработаны, а средние и нижние оценены по сети разведочных работ 100×50 м. Данные по опробованию отработанной площади ис-

пользованы как материал обучения, а другая часть месторождения использовалась в качестве экзамена.

Оба участка рудной залежи разделены на блоки одинаковых размеров от 12×12 до 80×80 м, охватывая по мощности все рудное тело. Затем для каждого блока, находящегося в центре рудного пересечения, по данным опробования вычислен набор статистик \bar{C}_y , δ_y , $S_y(\omega)$ и др. На основе данных всех перечислений, находящихся в блоке, для каждого блока определялось M_{cp} , которое было принято за истинное значение. Далее для обучаемой площади построена регрессия:

$$\bar{C}_{cp} = a_0 + a_1 \cdot \bar{C}_y + a_2 \cdot \delta_y + \dots + a_i \cdot S(\omega_1),$$

где \bar{C}_{cp} – среднее содержание полезного компонента в выработке, \bar{C}_y – то же для рудного подсечения, δ_y – среднеквадратическое отклонение, $S(\omega_1)$ – значение функции спектральной плотности.

Для блоков контрольной зоны определялись две оценки среднего содержания: \bar{C}_{cp} из регрессии и оценка по формуле $\bar{C}_{cp} = \bar{C}_y$.

На рис. 63 видно, что корреляция R_1 между традиционной оценкой среднего и истинным его значением затухает быстрее, чем корреляция R_2 между традиционной оценкой среднего и истинным его значением для регрессионной оценки с истинным средним: радиус значимой корреляции R_1 равен 70 м, $R_2 > 100$ м.

При решении задач фиксации границ геохимических аномалий также можно использовать принципы мультиструктурного моделирования путем анализа статистических характеристик локальных вариаций поля, таких как квадратическое отклонение, значения функции спектральной плотности, функции автокорреляции. При этом границы эффективной зоны первичных геохимических ореолов удается в 1,4–1,8 раза расширить за счет области «субфоновых ореолов», в пределах которых среднее содержание полезных компонентов не выходит на уровень фоновых величин, а дисперсия и другие характеристики «шумовой» составляющей геохимического поля становятся аномальными.

11. ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В последние десятилетия активно разрабатываются изотопно-геохимические критерии для оценки источников рудного вещества, выявления глубинной эндогенной рудной зональности, уровней эрозионного среза отдельных зон минерализации, связи изотопного состава серы сульфидов с их золотоносностью и платиноносностью и для решения других генетических проблем рудообразования.

Изотопно-геохимические модели золоторудных месторождений Западной Калбы

Для выявления эндогенной зональности золоторудных месторождений в черносланцевых толщах карбона Западной Калбы А.Ф.Коробейниковым, Л.Н.Овчинниковым, В.В. Масленниковым, С.Н. Вороновским [1990] были выполнены изотопные исследования серы сульфидов. Проанализированы пириты III рудной генерации из кварцевых жил, штокверков, прожилково-вкрапленных и вкрапленных золото-платиноидно-пирит-арсенопиритовых руд, залегающих в березитакливленитах среди углеродистых терригенно-вулканогенных толщ S_{2-3} . Пириты III кварцево-жильного типа руд, слагающих верхнюю часть рудно-метасоматической колонны, характеризуются «утяжеленным» составом изотопов серы $\delta^{34}S + 2,2...11,59\%$, а пириты III вкраплено-прожилковых сульфидных руд, залегающие в нижней части этой колонны обнаружили «облегченный» изотопный состав серы $\delta^{34}S - 1,44...13,74\%$ (рис. 59). При этом в наиболее опущенных Боконском и Юго-Восточном структурных блоках с развитыми здесь кварцевыми жилами пириты III имеют изотопный состав серы от $+2,2$ до $+4,79\%$. Пириты III вкрапленных руд нижних горизонтов обнаружили $\delta^{34}S$ от $+9,09$ до $+11,59\%$. В Центральном рудном блоке с жильно-штокверковыми золото-кварцево-сульфидными ассоциациями выявлены пириты III с изотопным составом серы $\delta^{34}S$ от $+1,96$ до $+4,90\%$. В нижней части этого блока выявлены прожилково-вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды с изотопным соотношением серы пириты $\delta^{34}S$ от $+0,21$ до $+2,74\%$. В Промежуточном и Северо-Западном рудных блоках изотопный состав пиритов III составил $\delta^{34}S$ от $-6,04$ до $-13,74\%$ и $-2,83$ до $+0,8\%$ соответственно. Все это свидетельствует о более глубинном эрозионном срезе данного структурного блока, вскрывшего нижнерудные части рудно-метасоматической колонны с богатой золото-сульфидной минерализацией.

В общем случае проявилась такая вертикальная изотопно-геохимическая зональность колонны ($\delta^{34}S$): $+6,8\% \rightarrow +3,1 \rightarrow +1,54 \rightarrow -0,86 \rightarrow -10,2\%$ (на глубину более 1 км). В целом установлено закономерное изменение $\delta^{34}S$ от положительных значений $+2...+11,59\%$ на верхних горизонтах жильных золото-кварцевых руд к близнулевым $+1,96...+1\%$ в средних горизонтах штокверковых золото-кварцевых и до отрицательных значений $-6,04...-13,4\%$ в нижних горизонтах вкрапленных золото-платиноидно-сульфидных руд. Полученные изотопно-геохимические данные свидетельствуют о едином глубинном источнике серы и металлов для образования различных структурно-морфологических типов руд в общей рудно-метасоматической колонне и о смешении глубинных флюидов с местными трещинными водами.

Сравнивая эти данные с результатами изучения изотопных отношений серы в сульфидах Бакырчикского рудного поля (см. рис. 64), выявляем их большое сходство. Например, для участков Костобе, Восточного, Центрального и Западного блоков Западной Калбы $\delta^{34}\text{S}$ составляет: $-4,50...+0,33...+2,02\%$; от $-3,0$ до $+3,8\%$ и от $-5,18$ до $-1,91\%$ соответственно.

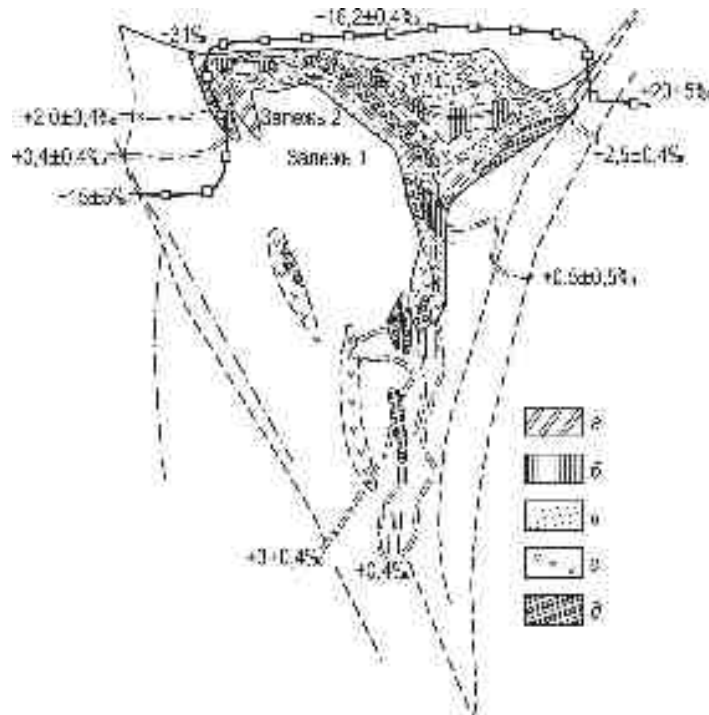


Рис. 64. Месторождение Гай. Изотопно-геохимическая модель Стержневой линзы. Содержания меди (усл. ед.): а – 1; б – 3; в – 5, г – 10; д – > 10 (по Н.М. Заири, 1987)

*Изотопно-геохимические модели колчеданных месторождений Урала,
Рудного Алтая и Кубы*

Н.М.Заири [1977] выполнены изотопно-геохимические исследования золотоносных колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая и на этой основе разработаны модели этих типов рудных объектов (рис. 64).

Модель месторождений вулканогенных областей рассматривается на примере крупного Гайского месторождения (Южный Урал). Оно локализовано в Западно-Магнитогорской эвгеосинклинальной зоне. В строении рудовмещающей депрессии кальдерного типа принимают участие экструзивно-эффузивно пирокластические образования D_1-D_2e , перекрытые вулканитами базальт-андезит-базальтовой формации D_2e-qv и туфогенно-осадочными породами D_2qv . Изучались пластовые и прожилково-вкрапленные руды зоны подводящего канала. Для серноколчеданных руд изотопные показатели $\delta^{34}\text{S}$ изменяются от $+0,3$ до $0,5\%$. Медноколчеданные руды обнаружили незначительные колебания $\delta^{34}\text{S}$ от нижних более высокотемпературных частей рудопроводящей структуры ($\geq 300^\circ\text{C}$, $\delta^{34}\text{S} +3\pm 0,4\%$) и переходной в придонной части палеокальдеры ($\leq 260^\circ\text{C}$, $\delta^{34}\text{S} +2,5\pm 0,4\%$). Максимальные флуктуации в

изотопном составе сульфидов отмечены по латерали этой палеокальдеры: $\leq 250\text{--}220^\circ\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S} +2,5\pm 0,5\%$. Выявленная дисперсия $\delta^{34}\text{S}$ от $+20,5$ до $-31,0\%$ свидетельствует об изотопно-неравновесных условиях сульфидоотложения при определяющей роли сульфатредукции. Анализ данных по $\delta^{34}\text{S}$ показал, что вулканическая деятельность обеспечивала геохимический фон и термостатитрованность зоны разгрузки гидротерм, а биогенная составляющая не превышала 3% от общей массы минерализации.

Изотопно-геохимическая модель месторождений вулканогенно-осадочных областей рассмотрена на примере *Корбалихинского золотоносного колчеданно-полиметаллического месторождения Рудного Алтая*. Месторождение локализовано в базальт-липарит-кремнисто-терригенной толще D_{2-3} . Выделяются метасоматические и гидротермально-осадочные руды. Медноколчеданные руды содержат в среднем 0,11 г/т Au (от 0,01 до 0,5); 0,05 Pt и 0,48 г/т Pd, а колчеданно-полиметаллические – 0,23 г/т Au; 0,22 Pt и 0,14 Pd [Коробейников, 2006].

Анализ распределения величин $\delta^{34}\text{S}$ по разрезам показал хорошее совпадение минералогической и изотопно-геохимической, температурной зональностей. Горизонтальная зональность симметрична: в центре рудоносной площади и рудной зоны находятся медно-цинково-колчеданные руды, $T=280^\circ\text{C}$, $\delta^{34}\text{S FeS}_2 = +4,0\pm 2\%$; в промежуточной зоне залегают руды медно-свинцово-цинково-колчеданные, $T=230^\circ\text{C}$, $\delta^{34}\text{S FeS}_2 = +0,9\pm 0,1\%$, а в удаленной фланговой зоне – медно-свинцово-цинковые руды, $T \leq 180^\circ\text{C}$, $\delta^{34}\text{S FeS}_2 = +39,5\pm 11\%$. Существенные вариации величин $\delta^{34}\text{S}$ от $+39,5$ до $-9,6\%$ свидетельствуют об осадочно-биогенной природе сульфидной серы руд краевых зон месторождения. В целом же по месторождению модель вертикальной изотопно-геохимической зональности близка к латеральной. При этом сульфидные руды метасоматического типа несут всего 4–6% биогенной серы, а гидротермально-осадочного типа – до 95%.

Оруденение соседних Среднего и Зареченского колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая доскладчатое, сингенетичное среднедевонскому вулканизму. И Корбалихинское, и Среднее, и Заречное месторождения образовались из единого потока гидротермальных растворов, из одного рудогенерирующего источника. На возрастное и генетическое единство этих месторождений указывают также одинаковые значения изотопного состава свинцов из этих руд: $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$, $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$, $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$ для Среднего месторождения составили соответственно 0,1; 0,2; 0,1; для Зареченского – 0,13; 0,16; 0,1. Температуры гомогенизации газожидких включений в минералах составили $360\text{--}100^\circ\text{C}$ [Чекалин, Королев, 1988]. Результаты изотопных определений серы руд всех изученных месторождений показали их близкие соотношения ($\delta^{34}\text{S} +4,0\text{...}+2,0\%$ в среднем) и свидетельствуют о ювенильном источнике серы.

Модели колчеданно-полиметаллических месторождений терригенно-осадочных областей рассматриваются на примерах изотопного состава серы сульфидов *колчеданных месторождений о.Куба (месторождения Карлота и Санта-Люсия)*. Залежи медноколчеданного месторождения Карлота приурочены к метатерригенным толщам, содержащим линзовидные протрузии серпентинитов и реликты эффузивных потоков, субвулканических тел базальтов и их туфов. Месторождение колчеданно-свинцово-цинкового типа Санта-Лючия локализовано в слабометаморфизованных терригенных породах без признаков эффузивно-интрузивной деятельности.

Изотопный состав серы пирита рудных залежей месторождения Карлота варьирует в пределах от +7,4 до -27,9‰ (рис. 65). Но в контуре отдельных рудных тел обособляется несколько уровней рудообразования, сульфиды которых отличаются и по величинам $\delta^{34}\text{S}$, и по дисперсии. Уровень I отвечает зонам метасоматических жильковых руд и характеризуется высокой степенью однородности 2,0%. Уровень II, переходный к массивным рудам, по дисперсии в 2 раза превышает метасоматические – 4%. Уровень III на 1–1,5% изотопно «легче» серы сульфидов предыдущих горизонтов при резком возрастании дисперсии $\delta^{34}\text{S} = +7,0\%$. Здесь количество осадочно-биогенной серы достигает 40–60%.

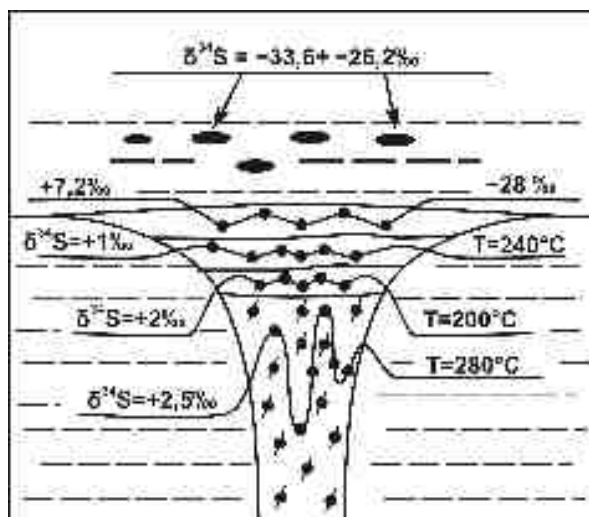


Рис. 65. Изотопно-геохимическая модель формирования сульфидных руд месторождения (Первый рудный блок) Карлота (по Н.М.Заири, 1977)

Следовательно, месторождения колчеданных формаций, нередко золотоносных, чаще формировались в условиях островодужного режима и характеризуются типовыми изотопно-геохимическими моделями, отображающими основные обстановки отложения рудного вещества в условиях субмаринного рудогенеза. Источниками металлов и серы являлась мантия. Общность всех рассмотренных моделей заключается в гетерогенности серы сульфидов колчеданных месторождений.

В.А. Пономарчуком [2005] изучены геохронологические (^{40}Ar – ^{39}Ar и Rb–Sr) и изотопно-геохимические ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$) параметры медно-молибден-порфировых месторождений для уточнения моделей их формирования. На особенностях формирования этих месторождений

разрабатываются их модели, базирующиеся на принципе петрогенетической автономности порфирового магматизма [Сотников и др., 1988]. Из-за отсутствия детальных геохронологических и изотопных характеристик многие вопросы образования медно-золото-порфировых и медно-молибден-порфировых месторождений оставались дискуссионными. Это и обусловило выполнение специальных изотопно-геохимических исследований.

Результаты K–Ar и ^{40}Ar – ^{39}Ar датирования магматических и метасоматических пород Эрдэнэтского, Шахтаминского и Сорского рудных узлов приведены в табл. 7. Анализ полученных изотопно-геохимических данных показал, что в каждом рудном узле формированию медно-молибденового оруденения предшествовала длительная история развития многоимпульсного гранитоидного магматизма с разнообразной рудной минерализацией. Общая протяженность таких магмо-рудообразующих процессов составила от 160 (Аксуг) до 16 (Жирекен) млн. лет. Интервалы между эндогенными импульсами составляли 15–30 для палеозойских и 5–10 млн. лет для мезозойских рудных узлов. Максимальное проявление рудообразующих процессов происходило в девоне (Сора, Аксуг), триасе (Эрдэнэтуин-Обо) и поздней юре (Жирекен, Шахтама, Култума).

Таблица 7

Обобщенная система типовых моделей месторождений полезных ископаемых для прогноза, поисков и разведки [по В.А.Понамарчуку, 2005]

ЭРДЭНЭТСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ		
Тип породы	Возраст, млн. лет	Ассоциирующая минерализация
Селенгинский комплекс		
Габбро-норит (Sm–Nd)	256±21	Cu–Ni минерализация
Гранодиорит	258,3±3,3	
Граносиенит	247,3±3,7	Cu-скарны
Шивотинский комплекс		
Габбро	244,6 ÷ 239,3±1,4	K-шпатовые метасоматиты с рассеянным халькопиритом и молибденитом
Эрдэнэцкий порфировый (рудноносный) комплекс		
Гранодиорит-порфиры I	234,6±1,7	
Серицитизированные порфиры (рудный штокверк)	235,8±1,9	Порфировая Cu–Mo минерализация (главная стадия)
Гранодиорит-порфиры II	225,3±1,0 ÷ 5,8	Порфировая Cu–Mo минерализация
Пострудные дайки		
Пострудные трахиандезитовые порфиры	185±1 ÷ 177±3	Проявления самородной меди
ШАХТАМИНСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ		
Вмещающие породы		
Габброиды	193 ÷ 192	
Гранодиориты	168 ÷ 166	
Шахтаминский порфировый (рудноносный) комплекс		
Гранит-порфиры	160 ÷ 151	Порфировая Mo–Cu минерализация
Пострудные дайки		
Пострудные дайки	145 ÷ 140	
СОРСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ		
Мартайгинский комплекс		
Габбро-диорит-монцонит-граносиенит	482,9 ÷ 473,9	Кварцевые жилы с примесью халькопирита и молибденита, Cu–Mo скарны
Сиенодиорит-граносиенит	466,6 ÷ 466,2	
Монцонит	451,1	
Тигертышский комплекс		
Гранит-лейкогранит	421,8 ÷ 415,8	K-шпатовые метасоматиты с рассеянным халькопиритом и молибденитом
Порфировый (рудноносный) комплекс		
Предрудные дайки	405,6 ÷ 402	
Субщелочные порфиры I	387,7 ÷ 382,4	Порфировая Mo–Cu минерализация (главная стадия)
Субщелочные порфиры II	358,7 ÷ 356,3	Мелкие кварц-флюорит-пиритовые и кварц-молибденитовые жилы

Для выявления источников вещества интрузивных пород и рудных месторождений использовались определения изотопов $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магматических, метасомати-

ческих, рудных образованиях, слагающих их минералах – апатите, титаните, ангидрите, карбонатах. Значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ интрузивных пород месторождений Сора, Аксуг, Хармагтай, Цаган-Субурга, Эрдэнэтуин-Обо близки к 0,7045, что указывает на доминирование мантийной составляющей при их формировании. Для пород месторождений Забайкалья (Жирекен, Шахтама) и Становика (Бадис, Чубачи) изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ более 0,7045, что свидетельствует об участии корового вещества в минералообразующих процессах.

Для сульфидов (пирит, халькопирит, молибденит, ангидрит) определены изотопы серы, находящиеся в рудных образованиях этих месторождений. Для руд Эрдэнэтуин-Обо значения $\delta^{34}\text{S}$ в ангидритах составили $-1,6...+1,5$ и $-0,2...-0,5\%$. В зонах интенсивной гнездовой и прожилковой пиритизации, удаленных от рудных тел и ангидритовой минерализации, $\delta^{34}\text{S}$ пиритов возрастает до $1...1,3\%$. В халькопиритах $\delta^{34}\text{S}$ составила $-1,3...+0,5\%$, в молибденитах $-0,9...+1,4\%$. Максимальный разброс величин $\delta^{34}\text{S}$ отмечается для пиритов из гидротермально измененных пород.

На месторождении Жирекен значения $\delta^{34}\text{S}$ пиритов составляют от $-0,1$ до $+2,0\%$, при преобладании в интервалах $1,5...2,0\%$. Для молибденитов $\delta^{34}\text{S}$ находится в интервалах $1,7...4,1\%$; для халькопиритов от $-0,6$ до $+0,2\%$. Высокие значения $\delta^{34}\text{S}$ для пиритов Сорского месторождения определены в интервалах $7,1...9,6\%$, а для молибденитов – $9...10,2\%$, для халькопиритов – $7,4...8,5\%$.

В целом на медно-молибден-порфировых месторождениях Сибири и Монголии сульфиды характеризуются небольшим диапазоном значений $\delta^{34}\text{S}$: $-2,0...+3,8\%$ для существенно медных объектов (Аксуг, Сора, Шахтама). Близкие к метеоритным значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов коррелируют с низкими величинами $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,039–0,7046.

Итак, на основе анализа эволюции изотопов Sr и S в магматических и рудно-метасоматических процессах и геохронологических данных выявлена динамика мантийно-корового взаимодействия при формировании порфировых месторождений – для палеозойско-мезозойской группы месторождений (Сора, Аксуг, Эрдэнэтуин-Обо, Жирекен) установлено доминирование мантийного источника, а для мезозойской (Шахтама, Култума) – относительное повышение доли корового вещества.

Для интрузивных пород установлены такие особенности изотопных датировок, которые позволяют сделать такие общие выводы.

1. Можно говорить о петрогенетической автономности рудоносных порфировых комплексов.

2. Вкрапленники порфировых пород на 3–6 млн. лет древнее, чем включающая их основная масса. Это может свидетельствовать об изотопно-геохронологической неоднородности этих образований.

3. Время проявления рудоносных порфиров коррелируется с фазами рифтинга, раскрытия океанов с соответствующим поступлением мантийного материала в кору.

12. МОДЕЛИ МАГМАТИЧЕСКИХ, ФЛЮИДНЫХ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ ПО ВКЛЮЧЕНИЯМ В МИНЕРАЛАХ

На основе исследований расплавных, рассольных, флюидных включений в минералах магматических, метасоматических пород и руд рассматриваются модели образования месторождений через реставрированные магмо-флюидодинамические системы. Изучая взаимоотношения различных типов включений расплавно-рассольного, флюидного и гидротермального типов включений выявляют динамику термобарических специфических расплавов-рассолов, пневматолитовых и гидротермальных растворов, формировавших то или иное эндогенное оруденение. Выясняется магмо-флюидный режим минералообразования в высокобарических и обычных условиях земной коры и верхней мантии с получением прямых данных о составе и давлениях флюидов [Томиленко, 2006 и др.]. Это достигается термобарогеохимическими методами. Экспериментально установлено, что при высоких и низких давлениях и температурах минералы в процессе кристаллизации захватывают расплавные и флюидные включения, содержимое которых отражают свойства маточной среды, в которой осуществляется их рост.

Флюидные включения в природных алмазах и в минералах мантийных ксенолитов из кимберлитовых тел

Флюидные включения в алмазах из россыпей Эбеляхского алмазоносного поля Сибирской платформы исследованы методами оптической микроскопии, микротермометрии, Kh- и ИК-спектроскопии, газовой хроматографии. По данным хроматографического анализа в составе летучих определены H_2O , CO_2 , N_2 , CH_4 и другие более тяжелые, чем метан, углеводороды [Томиленко, 2006] (рис. 66). В пределах одного кристалла состав включений меняется от существенно углекислотных до углеводородных. Более углекислотные включения располагаются ближе к ядерной части алмаза, а углеводородные – по периферии. Это свидетельствует об изменении в процессе роста кристалла алмаза окислительно-восстановительных условий.

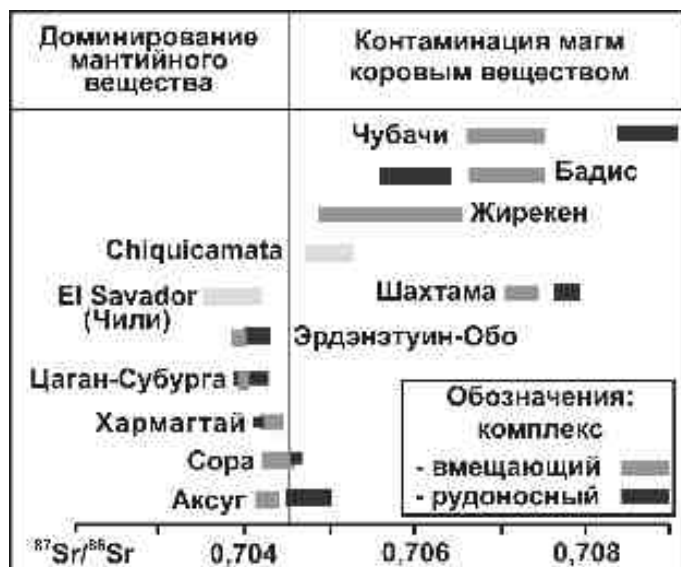


Рис. 66. Первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения Cu-Mo месторождений Сибири и Монголии. Пунктирная линия условно разграничивает месторождения с разными источниками (по В.А.Пономарчуку, 2005)

В мантийных ксенолитах (гранатовых лерцолитах, гранатовых пироксенитах, гроссидитах, эклогитах) из кимберлитовых трубок Якутии выявлены первичные декрепированные включения. В них

определены микрокристаллики карбоната (Kh-линия 1087 см^{-1}), CH_2 , CP_3 . Углеводородные включения располагаются в залеченных микротрещинах гранатов вокруг включений параморфоз α -кварца по коэситу. В гранатах из эклогитов обнаружены однофазные первично-вторичные включения, содержащие N_2 (83–96 мол.%) с примесью CO_2 (4–17 мол.%) (по данным Kh-спектроскопии). По данным ионного микрозонда в краевых зонах перекристаллизованных порфирукластов ортопироксена обнаружены La, Ce, Nd, K, Ba, Sr, Nb. Согласно данным ионного зонда, содержание воды во флогопите из флогопит-шпинелевых келифитовых кайм на гранате составляет 2 вес.%. Процесс келифитизации гранатов глубинных ксенолитов начинался в условиях мантии еще до попадания их в кимберлитовый расплав.

В оливинах из ксенолита гранатового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная обнаружены включения карбонатно-солевых расплавов, содержащих в своем составе хлориты Na и K, карбонаты и рудные минералы (по микрозондовым и Kh-спектрометрическим исследованием). В дистене из гроспидитов трубки Загадочная обнаружены глобулы силикатные состава (масс.%): 66,4 SiO_2 ; 16,9 Al_2O_3 ; 0,4 FeO ; 0,1 CaO ; 0,2 Na_2O ; 14,7 K_2O . Оболочки глобул обогащены Ba, La, Ce, Nb, водой 0,6 % (по данным ионного микрозонда).

Хроматографический анализ газов из минералов мантийных ксенолитов показал наличие их до 600...2200 ppm. Основными компонентами являются H_2O , CO_2 , CH_4 , иногда N_2 . Доля CO_2 составляет от 10 до 35 мол.% (рис. 67).



Рис. 67. Составы наиболее ранних флюидных включений:

a – в кварце из эклогитов и вмещающих гнейсов Северо-Муйской глыбы и *б* – в кварце и гранате из эклогитов Кокчетавского массива (1), Зауальпе и Коральпе, Австрия (2), Богемского массива (3) и Мюнхбергского массива (4) (по данным КР-анализа)

Флюидные включения магматических вкрапленников базальтоидов

Во вкрапленниках вулканитов Забайкалья установлены оливин, клинопироксен, плагиоклаз. Температуры образования оливина 1300°C , клинопироксена 1250 – 1080°C , плагиоклаза 1200 – 1070°C . Амфиболы из тешенитов кристаллизовались при температурах 960 – 940°C . Включения в оливинах базанитов обогащены высокоплотной жидкой углекислотой (флюидное давление до 6,5 кбар), до 26 мол.% N_2 ; 0,12

вес.% H₂O (по данным Kh-спектроскопии, несут 1200 ppm Sr, 710 ppm Ba, 100 ppm Nb, а также примеси Zr, Ta, Ce (рис. 68).

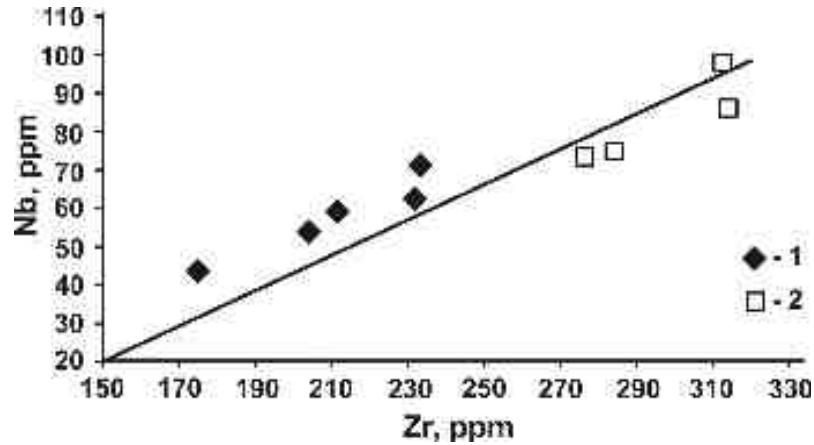


Рис. 68. Корреляционные зависимости распределения содержаний Nb и Zr в гомогенизированных стеклах включений в оливине из разновозрастных базанитов Хилокского грабена: 1 – эоценовые; 2 – раннемеловые (по А.А.Томиленко, 2006)

Флюидный режим метаморфизма глубинных зон земной коры

Гранулиты Алданского и Анабарского щитов во включениях в минералах содержат СО₂ до 93–100 мол.%, N₂ до 6,5 мол.%. Давление флюида составило 8,5...11 кбар, до 6 кбар. В породах амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фации включения в минералах представлены углекислотно-водной фазами (СО₂ и Н₂О), температуры образования 650...710°С, давления – 5,5...8 кбар.

Флюидный режим формирования анортозитов

Автономные анортозиты связываются с ранней стадией развития Земли. В ксенолите габбро-анортозитов кимберлитовой трубки Удачная обнаружены включения жидкой углекислоты в клинопироксене, гомогенизация при 1100–1120°С, плотность рСО₂ = 1,01–0,98 г/см³, Р = 8 кбар. Расплавные включения в клинопироксене состоят из: 58 мас.% SiO₂, Na₂O+K₂O 0–7,4 мас.%, примесей La, Ce, Nd, Ba, Zr, Nb, содержат Н₂О менее 0,1 вес.%.

Итак, исследования показали, что основными компонентами мантийного флюида оказались углекислота, вода и метан, реже азот. Установлены зоны с достаточно высокой степенью окисления и существенно восстановленных флюидов.

Метаморфизм пород в условиях гранулитовой фации происходил при участии водно-углекислотного флюида. При этом Р_{СО₂} возрастало по мере возрастания метаморфизма, а Р_{Н₂О} соответственно уменьшалось. Гранитоидные расплавы в этих фациях метаморфизма были высокотемпературными (900–850°С), по сравнению с такими амфиболитовой фации (830–700°С).

*Флюидный режим формирования золоторудных месторождений
в черносланцевых толщах*

Физико-химические условия образования золотых руд в черносланцевых метаморфических толщах определены для Советского месторождения в Енисейском крае [Томиленко, 2006].

Первичные, первично-вторичные флюидные включения в кварце безрудных зон имеют углекислотно-водный состав – до 10–15%. В кварце рудоносных зон количество углекислотно-водных включений увеличивается до 40%. Кроме того, здесь обнаружены водно-солевые, азотно-метано-углекислотно-водные, азотно-метано-водные включения (рис. 69).

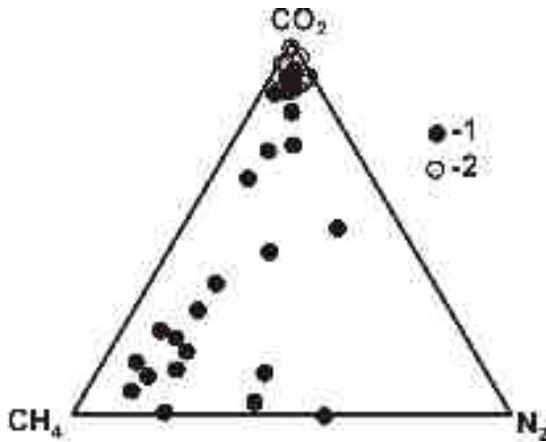


Рис. 69. Составы флюидных включений в кварце Советского месторождения:
1 – рудоносная зона; 2 – безрудная зона
(по данным КР- анализа)

Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце безрудных зон составили от 100 до 410°C, а для рудных зон – до 450°C, при господствующих значениях от 250 до 350°C. Концентрация солей во флюидных включениях безрудных зон составила 8 мас.%, а из рудоносных зон 15–25 мас.%, NaCl-экв. Кх-спектроскопическими исследованиями, данными газовой хроматографии золотоносные кварцы несут включения с повышенными содержаниями CO₂, N₂, CH₄ (CO₂ от 18 до 41 мол%, а незолотоносном кварце CO₂ всего 7 мол.%).

Изотопные отношения серы в пиритах составили +13,3...+17,9 ‰ δ³⁴S, а пирротина и арсенопирита +12,9...+19,9 ‰ и +14,8...+16,5 ‰. Изотопный состав углерода (δ¹³C) углекислоты из флюидных включений в кварце рудоносных жил составил –4,9...+5,2 ‰, а в безрудных кварцах –8,1...–10,2 ‰. Отношения изотопов гелия составили R/R_a = 0,02–0,05.

⁴⁰Ar/³⁹Ar исследования серицитов рудных и безрудных зон показали четыре возрастных рубежа: 890, 850, 830–820, 730 млн. лет. При этом для безрудных зон получены датировки 890-850 млн. лет, а для рудных зон 830–820 и 730 млн. лет. Полученные данные свидетельствуют о полихронности процесса формирования золоторудной минерализации. Формирование кварцевых жил безрудных зон связано с региональным зеленосланцевым метаморфизмом, а рудных жил – с наложенной гидротермальной деятельностью.

*Модели минералообразующих растворов золоторудных месторождений
по включениям в минералах*

Изучены состав и свойства включений в минералах жил, околожилных метасоматитов, скарнов, послескарновых метасоматитов месторождений золота складчатых структур на основе двойных–тройных водных вытяжек, гомогенизации, декрепитации газообразных включений в минералах и расчетных данных [Коробейников, 1987] (рис. 70).

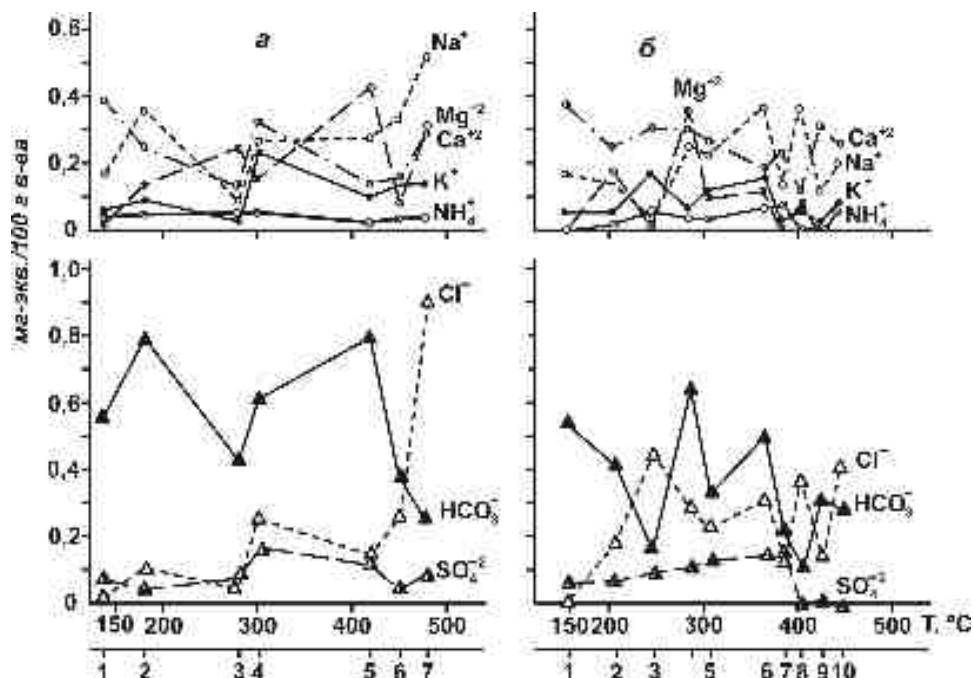


Рис. 70. Диаграммы изменений относительных содержаний ионов газовой-жидких включений в жильных кварцах и околожильных метасоматитах золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области от температур их образования (по данным двойных водных вытяжек, декрепитации и гомогенизации).

а) Околожильные метасоматиты: 1 – пренизитизированные габбро-диориты Коммунарского района (послерудные); 2 – карбонатизированные порфириды и габбро-диориты Коммунара; 3 – листовиты апогипербазитовые Кузнецкого Алатау; 4 – березиты рудных районов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна и Тувы; 5 – актинолитизированные габбро-диориты Коммунара; 6 – грейзены золото-редкометалльные Восточного Саяна; 7 – альбититы Коммунарского и Верхнеманского районов.

б) Жильные кварцы: 1 – кварц-пренизитовые жилы послерудные; 2 – кварцево-карбонатные жилы; 3 – карбонатно-золото-хлоритовые зоны Коммунара; 4 – кварцево-золото-сульфидные тела Ольховского района Восточного Саяна; 5 – кварцево-золото-полиметаллически-сульфидные жилы; 6 – кварцево-альбитовые метасоматиты золотоносные; 7 – кварцево-золото-теллуризмито-сульфидные жилы Коммунара; 8 – кварцево-золото-щелитовые жилы Спасского; 9 – кварцево-золото-актинолитовые прожилки Коммунара; 10 – кварцевые прожилки в скарново-магнетитовых линзах Коммунара

Исследования показали, что состав растворов включений в минералах эндогенных месторождений золота отвечает хлоридно-гидрокарбонатно-сернистым, натриево-калиево-кальциевым и калиево-углекисло-сернистым типам терм и напоминает состав гидротерм областей современного вулканизма. В то же время растворы включений в минералах разных минеральных ассоциаций этих месторождений имеют свою специфику.

Магнезиальные и известковые золотоносные скарны Алтае-Саянской складчатой области характеризуются гидрокарбонатно-хлоридо-натриево-кальциевым составом включений с отношениями $Na^+ : K^+ = 1,8 : 1 \dots 5 : 1$, $Cl : F = 33 : 1 \dots 200 : 1$, $Cl : HCO_3^- : SO_4^{2-} = 1 : 1 : 0 = 7 : 10 : 1$ и температурами гомогенизации расплавно-рассольных включений в минералах магнезиальных скарнов (шпинели, фассаите, паргасите) от 830 до 570°C, а газовой-жидких – до 630...200°C. При этом шпинель, фассаит, паргасит

обнаружили хлоридно-натриево-магниевый состав включений, а известково-скарновые гранат, диопсид-салиты, волластонит, везувиан, скаполит-гидрокарбонатно-хлоридно-кальциево-натриевый состав включений. Минералы магниезиальных скарнов в отличие от минералов известковых скарнов имеют повышенные содержания Mg и Cl в растворах включений с отношениями $\text{Na}^+ : \text{K}^+ = 1,2:1 \dots 2:1$, $\text{Cl}^- : \text{F}^- = 200:1$, $\text{Cl}^- : \text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-} = 7:2:1$ (рис. 71).

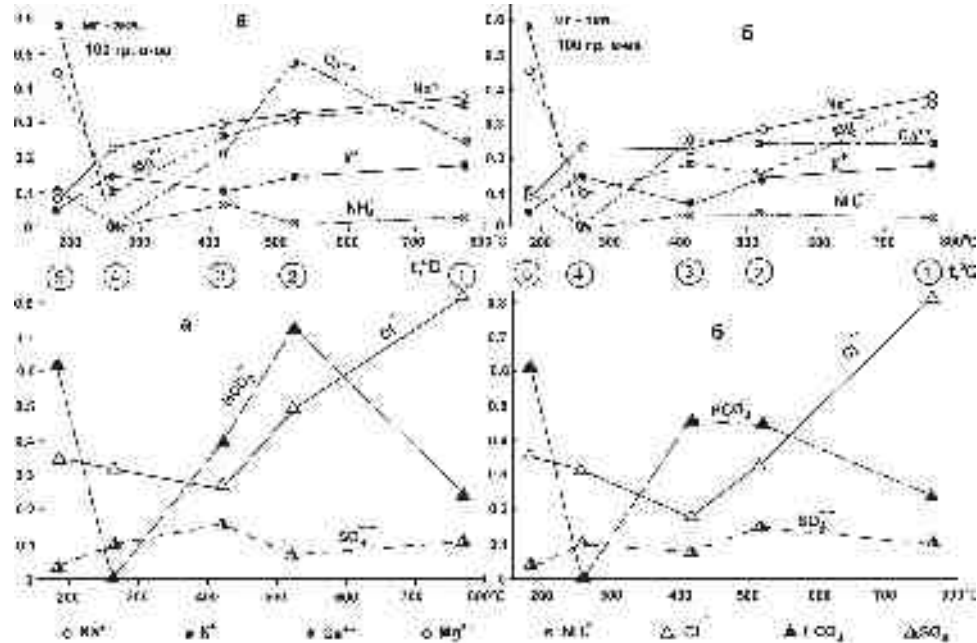


Рис. 71. Изменения относительных содержаний ионов газожидких включений в минералах золото-скарновых месторождений Алтае-Саянской складчатой области от температур минералообразования (по данным гомогенизации и декрепитации включений и двойных водных вытяжек).

а) В кружках: 1 – шпинель, фассаит, форстерит, парагсит магниезиальных скарнов Тарданского месторождения в Тыве; 2 – диопсид-салиты, гранаты, волластонит, скаполит из известковых скарнов Тардана; 3 – магнетит, актинолит, эпидот, хлорит, серпентин из послескарновых метасоматитов Тардана; 4 – метасоматические кварцевые породы из зон разрыва в мраморах; 5 – гематитизированные мраморы из внешних зон контактового метасоматоза.

Точки на диаграммах соответствуют средним значениям из частных определений всех проанализированных проб по данной группе метасоматитов.

б) Также для минералов и пород золотоносных контактовых метасоматитов Тарданского, Калиостровского, Балахчинского, Ольховского золоторудных полей: 1 – минералы магниезиальных скарнов; 2 – минералы известковых скарнов; 3 – минералы послескарновых метасоматитов; 4 – метасоматических кварцитов; 5 – карбонатно-гематитовых метасоматитов

Образование послескарновых магнетита, эпидота, актинолита-тремолита, хлорита, серпентина происходило в заключительный период контактово-метасоматического процесса при накапливающейся щелочности растворов от первоначально слабокислотных до слабощелочных в заключительный период. Этот вывод сделан на основе минеральных парагенезисов, данных pH суспензий и водных вытяжек, соотношений CO_2 и HCO_3^- во включениях. Отношения $\text{Na}^+ : \text{K}^+$ от 3:1 до 4:1, $\text{Cl}^- : \text{F}^-$ до 50:1, $\text{Cl}^- : \text{HCO}_3^- : \text{SO}_4^{2-}$ от 1:3:1 до 5:25:1. Температуры гомогенизации – 480–

200°C. Растворы включений были существенно газожидкими. Результаты термодинамических расчетов показали, что за верхний предел температур окварцевания доломитов, известняков может приниматься минимальная температура образования тремолита за счет кварца и доломита, составляющая 150–200°C.

Жильные минералы (кварц, актинолит, кальцит) высокотемпературных штоковерковых руд в скарнах имеют хлоридно-сернисто-кальциево-натриевый или хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевый состав газожидких включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 1,8:1 \dots 6:1$, $\text{Cl}^-:\text{F}^- = 31:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 1,5:1:0$, температуры гомогенизации 440–240°C и, вероятно, слабокислую-близейтральную реакцию. Высокая концентрация Mg и Cl в ранних растворах обеспечивала актинолитизацию и хлоритизацию скарнов. Повышенная концентрация K, Ca, HCO_3^- , CO_2 , H_2S в растворах очевидно обеспечила лиственитизацию скарнов и березитизацию гранитоидов. В заключительные периоды формирования послерудных кварц-карбонат-преницеолитовых ассоциаций растворы обладали существенно щелочными свойствами и имели кальций-калиево-гидрокарбонатный состав с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 1:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 1:2:0$, температуры гомогенизации включений 240–70°C. Повышенная концентрация Ca^{2+} , HCO_3^- в растворах обеспечивала позднюю карбонатизацию скарнов и других боковых пород.

Золотоносные альбититы и грейзены показали хлоридно-фторидно-натриево-кальциевый состав растворов включений с соотношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 3,6:1 \dots 5:1$, $\text{Cl}^-:\text{F}^- = 113:1 \dots 1,1:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 10:6:1 \dots 113:1:12$ и температуры гомогенизации 480–260°C. При этом неизменные альбититы и грейзены обнаружили хлоридно-натриевый и фторидно-хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-калиевый или фторидно-хлоридно-калиевый составы газожидких включений и температуры гомогенизации 480–280°C. Соотношения $\text{Na}^+:\text{K}^+$ колебались от 5:1 до 1,3:1, $\text{Cl}^-:\text{F}^-$ от 1,1:1 до 1:1,8, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}$ от 2:4:1 до 5:2:1. В минералах грейзенов резко возрастает доля F и K в растворах включений по сравнению с включениями в альбититах. Кварцево-ортоклазовые метасоматиты Ольховского рудного поля обнаружили хлоридно-углекисло-калиевый состав включений в кварце, ортоклазе, сериците с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 1,1:1 \dots 5:3$, $\text{Ca}^{2+}:\text{Mg}^{2+} = 2:1$, $\text{Cl}^-:\text{F}^-$ от 5:1 до 25:1.

Продуктивные кварцы золото-кварцевой рудной формации в целом характеризуются гидрокарбонатно-сернисто-хлоридно-натриево-кальциевым составом газо-жидких включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+$ от 1,2:1 до 6,6:1, $\text{Cl}^-:\text{F}^-$ от 2,3:1 до 60:1, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}$ от 1:1:2 до 19:12:1 и температурами гомогенизации 420–110°C. В высокотемпературных убогосульфидных штоковерковых рудах с сопровождающей актинолитизацией габбро-диоритов месторождения Коммунар (Хакасия) повышается доля Ca^{2+} и Na^+ в растворах газожидких включений: $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 3,3:1 \dots 5,1:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 1:2,6:0$. В кварцах из кварц-золото-шеелитовых жил состав газожидких включений составил $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 5,6:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 40:12:1$. В среднетемпературных кварцево-золото-сульфидных жилах во включениях возрастают содержания сернистых соединений, гидрокарбоната и щелочей: $\text{Na}^+:\text{K}^+ = 3,6:1 \dots 6,6:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-} = 1:2:4 \dots 5:8:1$. Низкотемпературные карбонатно-хлоритовые золотые руды содержат повышенные количества HCO_3^- и Ca^{2+} во включениях. Послерудные кварцы, карбонаты, преницы характеризуются гидрокарбонатно-кальциево-

магниевым составом растворов включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=1,5:1\dots 3,4:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=1,5:1:0\dots 1:58:7$ и температурами гомогенизации 220–70°C.

Высокотемпературные околорудные актинолитовые метасоматиты имеют хлоридно-гидрокарбонатно-натриево-магниево-магний состав газожидких включений с отношениями $\text{Na}^+:\text{K}^+=2,6:1$, $\text{Cl}^-:\text{F}^-=2:1$, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}=2:1:0\dots 1,1:6,5:1$, температуры гомогенизации 430–250°C. Березиты и листвениты всех месторождений отличаются кальциево-калиево-гидрокарбонатно-хлоридно-сернистым составом растворов включений в минералах и слабокислой-близнеитальной реакцией. Отношение $\text{Na}^+:\text{K}^+$ от 2,7:1 до 1:1,3, $\text{Cl}^-:\text{F}^-$ от 8:1 до 110:1, $\text{Cl}^-:\text{HCO}_3^-:\text{SO}_4^{2-}$ от 1,2:1,3:1 до 1:10:3, а температуры гомогенизации составили 320–180°C.

Во включениях скарновых минералов золотоносных зон минимальное содержание золота зафиксировано в волластоните ($1,2 \cdot 10^{-6}$ моль/л), а максимальное – в гранате и геденбергите ($9,6 \cdot 10^{-6}$ моль/л). В жильных кварцах золоторудных месторождений золото в водных вытяжках газожидких включений содержится в количествах $3\dots 7,4 \cdot 10^{-6}$ моль/л, а в кальцитах – $31 \cdot 10^{-6}$ моль/л; в околосильных березитах – $4,8 \cdot 10^{-6}$ моль/л. Установлена прямая связь между повышенными содержаниями рудного золота в минералах и золота, находящегося в растворах газожидких включений.

Эволюция гидротерм заключалась в изменении концентрации катионов, анионов в разные стадии гидротермального процесса: преобладание Na над K в высокотемпературных скарновых, альбит-амфиболовых метасоматитах; K над Na в сернистых соединениях и HCO_3^- в среднетемпературных грейзеновых, березит-лиственитовых; Ca над Na и K и HCO_3^- в низкотемпературных карбонатно-пренитовых и в смене кислотного режима на щелочной в продуктивные стадии. Состав анионной части растворов в большей мере зависит от источника и температурного фактора по сравнению с катионной: Cl преобладает над F в более высокотемпературных, сернистые соединения и CO_2 в среднетемпературных и HCO_3^- - в низкотемпературных гидротермах.

Изменение состава и свойств послемагматических растворов вызывалось стадийно-пульсационным поступлением и эволюционным их развитием в процессе минералообразования. Устанавливается общая тенденция возрастания щелочности остающихся после реакций растворов от слабокислых–нейтральных до слабощелочных благодаря внутренним процессам, происходящих в растворах, их реакционному взаимодействию с вмещающей средой. Общее снижение температуры гидротерм сопровождалось ступенчатой деполимеризацией комплексных соединений металлов и соответствующим понижением кислотности растворов. Значительное повышение щелочности гидротерм вероятно совпадало с наступлением массового разрушения комплексов, что приводило к оформлению рудных парагенезисов.

Приведенные материалы дают основание полагать о существовании хлорауратных формах транспортировки золота в начальные этапы и стадии рудного процесса и сульфидных, гидросульфидных комплексов в средне-низкотемпературные стадии. Роль золотокарбонатных комплексов в эндогенном рудообразовании не ясна, но вероятна.

13. ТЕРМОБАРОМЕТРИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В настоящее время активно развиваются термобарогеохимические исследования природного вещества и поиски скрытого оруденения в различных структурах земной коры (Н.П. Ермаков, Ю.А. Долгов, Г. Смит, Е. Рёддер, Ю.В. Ляхов и др.). Эти исследования опираются на итоги изучения физико-химических и термодинамических параметров рудообразования (температур, давлений, состава, концентрации и режимов изменения минералообразующих флюидов) по газовой-жидким, жидким, расплавно-рассольным включениям в минералах руд, метасоматитов, метаморфитов, магматитов [Минералогическая..., 1968]. На этих новых данных развиваются методы моделирования природных рудообразующих процессов. Изучение и обобщение разнообразных параметров минералообразующих систем позволяет выявлять причины возникновения и развития рудно-метасоматической и геохимической зональности рудных полей и месторождений. Определяются источники тепловой энергии при формировании гидротерм; особенности и поведение флюидов в условиях глубинного и приповерхностного рудообразования; термодинамические режимы минералообразования; уточняются стадийность формирования метасоматитов и руд и условия возникновения отдельных минеральных комплексов, ассоциаций, формаций.

Моделирование температурных полей и изменение составов минералообразующих растворов по газожидким включениям в минералах позволяет уточнить не только генезис месторождений, но и прогнозировать скрытые рудные тела, разрабатывать новые прогнозно-поисковые критерии.

Минералообразующие растворы оставляют «следы» среди метасоматитов и руд в виде газожидких, газовых, жидких, расплавно-рассольных включений маточного раствора в вакуолях возникающих минералов. Формируются первичные и первично-вторичные включения минералообразующих сред. При нагревании таких включений содержимое их гомогенизируется при определенной температуре бывшего состояния флюидных систем, затем при перегреве внутри вакуолей давления приводят к их растрескиванию и разгерметизации. Это приводит к микровзрывам минералов – эффекту декрепитации (ДА). Данное явление успешно используется для моделирования температурных палеополей и для выявления скрытых рудных тел, рудных столбов, гнезд и зон гидротермального «пропаривания» пород по пути следования минералообразующих растворов. По интенсивности микровзрывов, фиксируемых приборами, выявляются максимумы и минимумы. Максимумы декрепитационной активности будут указывать на наличие минеральных комплексов продуктивного минералоотложения, если они отвечают изначальным температурным параметрам преимущественно в 360–180°C для золотых руд. На этом основан шлихо-взрывной или декрепитометрический метод поисков. Основой палеотермометрических исследований служит выявление температур гомогенизации и декрепитации первичных, первично-вторичных газожидких включений. Этими методами определяется горизонтальная и вертикальная зональность, определяемая в ореолах пропаривания рудовмещающих пород. Она выражается в постепенном повышении температур гомогенизации и декрепитации флюидных включений в направлении к рудному телу (табл. 8). Температуры консервации флюидов и их гомогенизации во включениях будут различными на разных расстояниях от рудного тела. На контакте рудного тела выявляются наиболее высоко-

температурные (420–280°C) и интенсивно декрепитирующие флюидные включения. В результате отстраиваются карты и планы, разрезы декрепитационной активности (ДА) или карты, планы гомогенизации флюидных включений в минералах (рис. 72–76).

Таблица 8

Температурная (°С) характеристика минеральных ассоциаций
золоторудных месторождений
(по данным газово-жидких включений в минералах, Ю.В.Ляхов)

	Главные типы минеральных ассоциаций	Глубинные, малосульфидные	Среднеглубинные, умеренно-сульфидные	Малоглубинные, убогосульфидные
Допродуктивные	Молибденит-кварцевый, собственно кварцевый	≥ 500–450	> 450–280	
	Турмалин-кварцевый	500–390	500–280	
	Пирит (пирротин)-кварцевый	460–340	460–320	
	Пирит-арсенопирит-кварцевый (с анкеритом)	390–310	385–260	370–245
Продуктивные	Золото-галенит-сфалеритовый	330–240	310–210	320–180
	Золото-халькопирит-блеклорудный	280–180	280–180	260–195
	Золото-сульфоантимонитовый (с карбонатами)	250–170	250–170	
	Золото-адуляр-кварцевый			290–180
	Золото-аргентит-кварцевый			340–290
Послепродуктивные	Кварц-карбонатный:	160–50	230–50	310–50
	– с флюоритом		200–130	
	– с марказитом, пиритом, арсенопиритом			190–150
	– с антимонитом			165–125
	– с гипсом			165–90
	– с баритом, халцедоном, каолинитом			120–50

Для выявления ореолов гидротермального «пропаривания» на месторождениях отбирались и изучались штучные и бороздовые пробы по профилям из горных выработок и скважин колонкового бурения через 0,1–10 м. После измельчения материала проб до размера 0,3–0,5 мм пробы квартовались и поступали на декрепитационный, спектральный, полярографический анализы. По результатам исследований отстроены графики декрепитационной активности (ДА) и геохимические ореолы Au, As, Sb, Ag, Bi, Cr, Co, Ni, V, Cu, Pb, Zn, W, Ba, Hg. Декрепитационные исследования проводились путем нагрева проб в термокамере в воздушной среде до 600°C со скоростью

20°C в минуту. Число определений ДА равнялось 3–5 нагревов материала до получения максимальной сходимости опыта. Предварительно выполнялись гомогенизация и декрепитация газообразных включений в кварцах, карбонатах, калишпатах, альбитах.

Анализ кривых ДА и содержаний Au, Ag, Zn, Cu, Pb в пробах Тарданского золото-скарнового месторождения показал, что на различных его участках отмечаются и повышенные и пониженные их значения (рис. 73). Пробы с фоновыми содержаниями золота и элементов-спутников и с фоновой ДА совпадают. Участки с повышенной концентрацией рудогенных металлов пространственно совмещаются с максимумами ДА пород. Наибольшие термометрические аномалии выявлены непосредственно над золоторудными столбами. В зонах березитизации-лиственитизации пород определено в 10–70 раз повышенные значения ДА: 100–170 микровзрывов флюидных включений в минералах метасоматитов и руд вместо 3–10 в безрудных исходных породах [Коробейников А.Ф., Черняев Е.В., 1978].

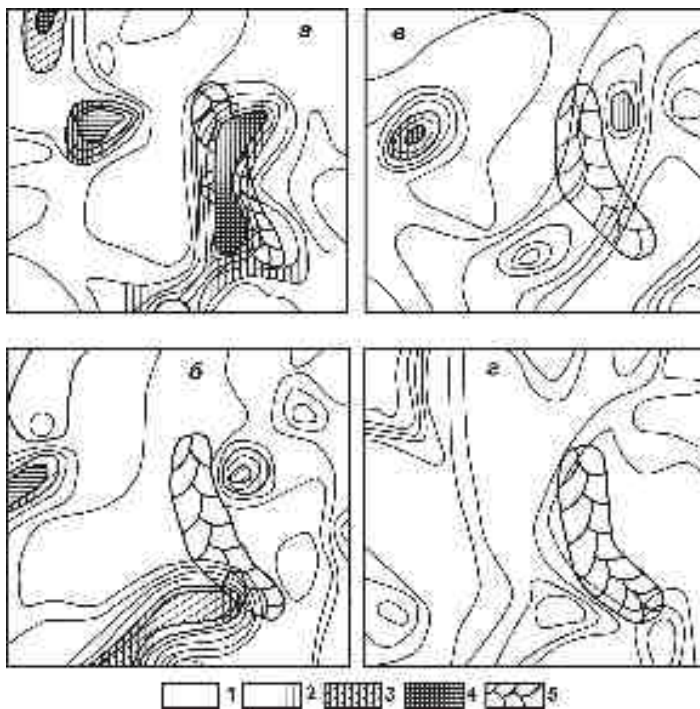


Рис. 72. Планы декрепитационной активности (ДА) на месторождении камерных пегматитов (по Н.П. Ермакову).

а – по суммарному эффекту ДА до 700°C; *б* – для интервала температур 550–700°C; *в* – для интервала 400–500°C; *г* – для интервала 200–400°C. 1 – поля пониженной ДА гранитов от 0 до 40 баллов; 2 – поля повышенной ДА от 20 до 50 баллов; 3 – поля высоких значений ДА от 50 до 60 баллов; 4 – поля anomalously высоких значений ДА 50 баллов; 5 – контур пегматитового тела

В зонах золотоносных березитов и кварцевых жил исследования показали, что

золото-кварцевые жилы сопровождаются положительными ореолами Au, Ag, Pb, Zn, As и пространственно совпадают с максимумами ДА пород (рис. 74). Следовательно, и здесь термометрические аномалии фиксируют рудные столбы и участки повышенной золотоносности околорудных березитов.

В Дарасунском золоторудном поле вокруг кварцево-рудных жил и березитов также выявляются минералотермометрические и геохимические аномалии (рис. 74, а). Термометрические исследования показали, что в различной степени березитизированных гранитоидов выявляется неодинаковая ДА. Участки геохимических аномалий Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As фиксируются пиками взрывов газообразных включений в кварце, карбонатах, хлоритах. Графики ДА, содержаний металлов, магнитной восприимчивости и плотности пород свидетельствуют о сходстве или полной аналогии границ различной степени измененных пород и кварцево-рудных жил. На рис. 74, б

приведены графики распределения Au и элементов-спутников и ДА для Чармитанского золоторудного месторождения.

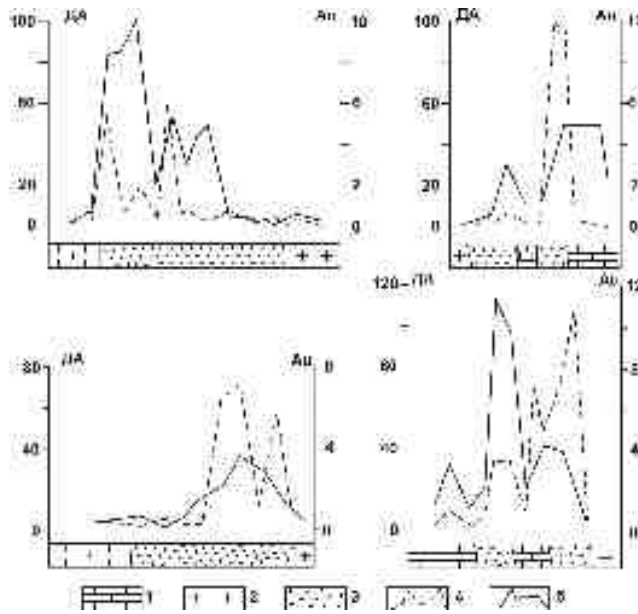


Рис. 73. Выявление золоторудных столбов на Тарданском золото-скарновом месторождении методом декрепитометрии газожидких включений в горных породах и минералах (разрезы по горным выработкам).

1 – мраморы; 2 – гранодиориты Байсютского интрузива; 3 – скарны диопсид-шпинель-гранатового состава; 4 – кривые декрепитационной активности (ДА) пород; 5 – кривые распределения содержания Au в скарновых телах. Бороздовое опробование по интервалам в 1 м

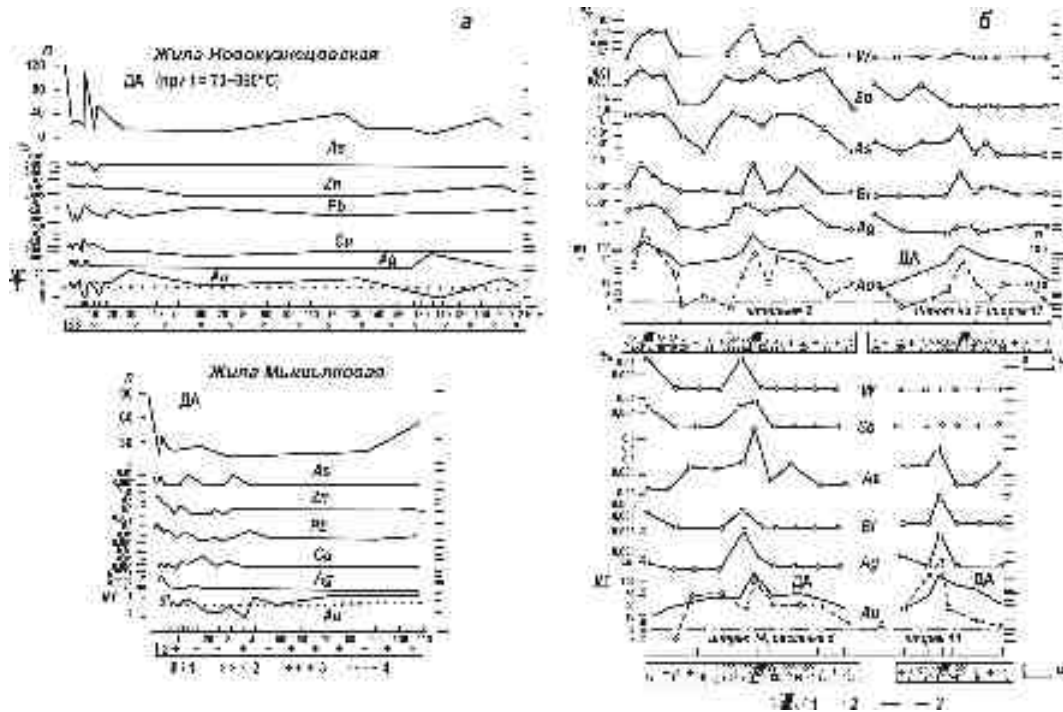


Рис. 74. Распределение Au, элементов-спутников, декрепитационной активности (ДА) жильного кварца Дарасунского (а) и Чармитанского (б) золоторудных месторождений Забайкалья и Узбекистана.

1 – золото-кварцевая жила с березитом или гумбитом (Чармитан); 2 – кварцевые диориты (Дарасун) и граносиениты (Чармитан); 3 – гранодиориты, 4 – точки отбора проб

Для выявления золоторудных тел в зонах скарнов, березитов-лиственитов, гумбеитов, пропицитов, аргиллизитов можно использовать более экспрессный дескрепитационный метод. Контуры рудных тел, определяемые по ореолам Au, Ag, Pb, Cu, Zn, As и ореолов пропаривания ДА в минералах и породах сходны. При этом наибольшие термометрические аномалии выявляются непосредственно над золоторудными столбами, а в неизменных боковых породах они не проявляются вовсе. Графики ДА и содержаний металлов свидетельствуют о сходстве или полной аналогии границ рудных тел, рудных столбов среди метасоматитов и неизменных боковых пород. Тем самым можно устанавливать перспективность определенных метасоматических зон на возможное скрытое оруденение.

Методы дескрепитационной активности газожидких включений в минералах используются для прогнозирования скрытого оруденения в зонах пегматитов, метасоматических альбититов, грейзенов, березитов, пропицитов, аргиллизитов с различным типом оруденения. Например, на месторождении флюорита в камерных пегматитах были определены перспективные участки, показанные на рис. 72. Здесь в юго-восточной части участка выявлена перспективная аномалия, а в северо-западной части – две аномалии. Анализ ДА показал, что для интервала температур 550–700°C свойственны минеральные ассоциации высокотемпературного этапа минералообразования, а для температур 400–550°C – низкотемпературного гидротермального процесса. Установлено слабое воздействие низкотемпературных растворов, сформировавших аномалии при $T=200\text{--}400^\circ\text{C}$ в юго-восточной и северо-западных частях пегматитовой зоны. Дополнительно определено, что с удалением от пегматитового тела снижается роль высокотемпературных взрывов флюидных включений и возрастают количества низкотемпературных. Видимо образовавшееся в конце магматического этапа кварцевое ядро пегматитов оказалось менее проницаемым для последующих флюидов по сравнению с боковыми породами [Ермаков, 1972].

При расшифровке дескрептоаномалий над скрытыми пегматитовыми телами необходимо учитывать положительные аномалии ДА (более 100 импульсов взрывов), которые окружаются пониженными и отрицательными аномалиями ДА (до 10–20 импульсов взрывов) (см. рис. 72).

Проявленные на месторождении линейные аномалии ДА возможно связаны с наличием скрытых зон грейзенизации или жильных гидротермальных проявлений, сопровождавшихся наиболее интенсивным гидротермальным «пропариванием» вмещающих гранитов.

Изучение температурных условий формирования пегматитов осуществлялось методами гомогенизации включений. Анализ полученных результатов выявил следующее. Формирование внешних зон пегматитов (графический пегматит) следовало из расплава при температурах 800–880°C. Образование апографической зоны происходило из газовых растворов, имевших вначале меньшую плотность, чем в конце процесса кристаллизации. Начальные этапы кристаллизации боковых зон пегматитов характеризовались температурами 780 и 680°C. Главные зоны пегматитов (аплитовая, графическая, блоковая, ядерная) сформировались при температуре 570°C. При этом кварц из гнезд в пегматитах кристаллизовался при температурах 620, 570 и 520°C. Флюорит кристаллизовался из жидких растворов в диапазоне температур от 460 до 160°C. Давление летучих включений в кварце блоковой зоны составляло 1430 атм. при 760°C. Формирование блоковых зон осуществлялось при участии малоплотных ($0,21\text{ г/см}^3$) солевых газовых растворов. Основные структурные зоны пегматитов

возникали при давлениях растворов не ниже 650 атм. Образование же кварца из гнёзд и занорышей следовало при давлениях от 730 до 40 атм.

Анализ результатов определения состава жидкой и газовой фаз растворов во включениях в кварце и флюорите всех генераций показал, что в процессе формирования пегматитов происходили резкие изменения концентраций элементов в гидротермах. Падение T и P в свою очередь вызывало резкое изменение концентрации элементов в растворах камеры пегматитов. Определялись содержания H_2S , CO_2 , CO , NO_2 , O_2 , H_2 из газовой фазы включений, а Si , Al , Mg , Ca , Fe , Ni , Ti , Na^+ , K^+ , Cl^- , F^- , SO_4^{-2} , HCO_3^- в водных вытяжках включений. После закристаллизации пегматитовых тел при неоднократных деформациях в эти тела проникали послематематические гидротермальные растворы, приводившие к возникновению поздних гидротермальных комплексов.

Выполненные минералотермометрические исследования позволили наметить такую модель стадийности пегматитообразования.

А. Магматическая стадия – кристаллизация внешних структурных зон – аплитовой, графических структур, $T=880-780^\circ C$, $P=1430$ атм. содержание F от 0,18 до 0,06%.

Б. Пневматолитовая стадия – кристаллизация апографических пегматоидно-блоковых и ядерных структурных зон, $T=780-560^\circ C$, $P=1170-650$ атм., состав растворов Si , Ca , Fe , Ti , Mn , Na , Cl , SO_4^{-2} , F .

В. Гидротермальная стадия – кристаллизация минерального заполнения гнезд-зародышей, прожилков кварца, флюорита, $T=520-280^\circ C$, $P=670-30$ атм., состав растворов Ca , Na , Si , Fe , Al , Ti , Cl , F , SO_4^{-2} , CO_2 , CO , H_2 , O_2 .

Вокруг флюоритоносных пегматитов выявлена зона пониженных содержаний F , Si , Ca , Mg , Fe , Na , K и др. во включениях. Происхождение её объясняется изменениями T и P в камере мегматита. Все это используется при прогнозировании и поисках не вскрытых эрозий продуктивных пегматитовых тел в пределах пегматитового поля.

Для выявления ореолов околорудных преобразований пород на контактах с хрусталеносными жилами были выполнены декрепитационные и геохимические исследования на Памире [Полыковский В.С. и др., 1968]. Выявлены внутренние и внешние ореолы гидротермального пропаривания нижнепалеозойских кварцитов (рис. 75). Средний показатель декрепитационной активности пород (ДА) внешнего ореола пропаривания составил 70 импульсов. Это вдвое выше среднего показателя ДА неизменных пород (кварцитов, кварцитовидных песчаников) метаморфического комплекса Памира. Средний показатель ДА пород внутреннего ореола пропаривания составил 344 импульса, что в 5 раз выше ДА пород внешнего ореола гидротермального пропаривания.

Породы непосредственного контакта с хрусталеносной жилой имеют высокие значения ДА – 300–800 импульсов. По мере удаления от контакта ДА сокращается до 23–44 импульсов, затем отмечено новое увеличение ДА до 186–222 импульсов, а затем следует спад ДА до 7–29 импульсов.

Средние показатели ДА пород внутреннего ореола пропаривания последовательно возрастают с глубиной от 97 импульсов на уровне верхнего горизонта до 310 импульсов на уровне среднего и достигает максимума ДА 633 импульса на уровне нижнего горизонта (см. рис. 75). При этом порода лежачего бока жилы имеет более высокие значения ДА, чем породы висячего бока. Для пород внешнего ореола пропа-

ривания характерны показатели ДА, близкие для изученных горизонтов месторождения.

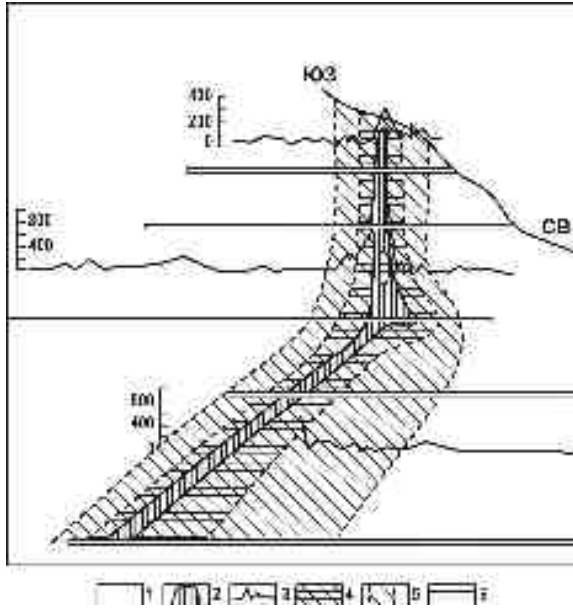


Рис. 75. Модель термометрической зональности вокруг хрусталеносных жил Памира (по В.С.Польковскому и др.): 1 – кварциты нижнепалеозойские; 2 – кварцевая жила; 3 – графики ДА; 4 – внутренний ореол гидротермального пропаривания; 5 – внешний ореол пропаривания, 6 – штольневые горизонты

В результате исследований предложена следующая модель зональности.

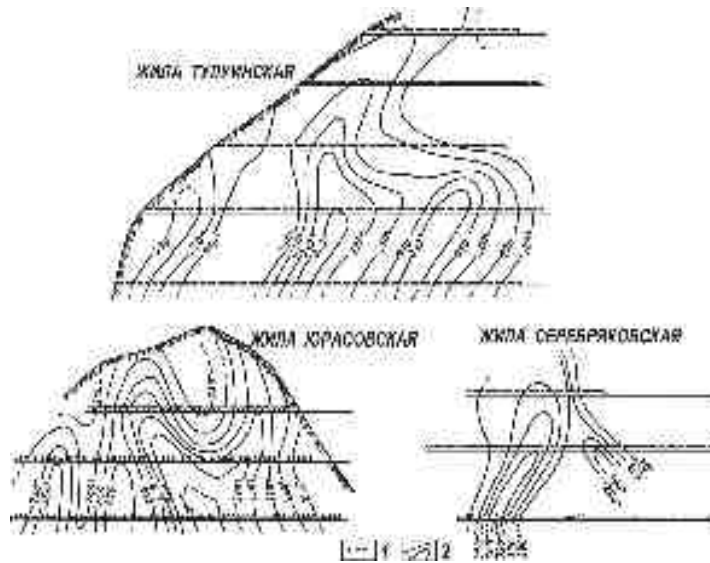
1. Внутренний ореол гидротермального пропаривания кварцитов характеризуется общим выносом Si, Al, Na, Ti. Установлен также вынос K из пород нижнего горизонта месторождения. Для пород внутреннего

ореола намечается одновременный привнос Ca, Mg, Fe, H₂O, CO₂.

2. Процессы привноса и выноса породообразующих элементов более интенсивно проявлены на глубоких горизонтах по сравнению с аналогичными явлениями, протекающими в породах верхних горизонтов.

Рис. 76. Фациальная палеотемпературная зональность в плоскости кварцевых жил (рудное поле №4, Северная Бурятия, данные И.В. Попивняка и Ю.В. Ляхова).

1 – точки наблюдения; 2 – изотермы (°С), отвечающие началу минералообразования в золото-сфалерит-галенитовую стадию



Все изученные жильные, штокверковые, вкрапленные золоторудные и золото-серебряные разноглубинные месторождения характеризуются отчетливой рудно-метасоматической и баротермометрической зональностью (рис. 76). Для них установлены температурные и барометрические условия рудоотложения, пути и направления движения гидротерм, природа эндогенной зональности и т.п. Анализ полученных данных свидетельствует о развитии золотого оруденения в условиях сложнопо-

строенных градиентных палеотемпературных полей. Степень напряженности таких полей и конфигурация температурных зон в период минералообразования определились геологоструктурной обстановкой и фактором глубинности рудообразования. Признаки пульсационной термобарогеохимической зональности устанавливаются в золоторудных полях и месторождениях и отражают общие закономерности общей рудной зональности.

Локальная зональность в большинстве объектов проявляет расходящийся или центробежный характер с последовательной сменой перекрывающихся термобарометрических зон развития ранних более высокотемпературных минеральных ассоциаций поздними менее температурными. Признаки её регрессивной направленности (снижение температуры, давления, концентрации растворов по мере удаления от интрузивов или от зон рудоподводящих каналов) типичны для месторождений всех глубин – малоглубинных, среднеглубинных, абиссальных. Конфигурация и взаиморасположение термобарогеохимических зон определились особенностями развития блоковых структур месторождений. Резкие границы между зонами обусловлены внутрирудными и пострудными явлениями с нередким совмещением разнотемпературных комплексов руд. В зависимости от конкретной геохимической ситуации фациальная зональность изменяется от сложноконцентрической до линейной. Фрагменты концентрической зональности характерны для месторождений, связанных со становлением малых интрузий, трубообразных эксплозионных и эруптивных брекчий в пределах вулканоплутонических структур кольцевого типа. Линейная зональность проявлена вдоль разрывных структур, где наблюдается субпараллельная ориентировка изотерм вдоль плоскостей разрывов.

Устанавливается снижение температур и концентраций растворов при удалении от магматических тел (центробежная зональность), главных рудоподводящих структур (расходящаяся, реже центробежная) и по восстанию рудных тел (восходящая). Все это свидетельствует о регрессивном характере минералообразующих процессов.

Наследственные признаки фациальной зональности фиксируются по разновозрастным ассоциациям минералов в рудных телах, зонах и месторождениях. Тогда начальная неоднородность тепловых полей сглаживалась, а градиенты температур сокращались на 10–13°C по восстанию и 1–3°C по простиранию рудных тел. Температурные градиенты служат ведущими показателями дифференциации гидротермальных систем и протяженности оруденения на глубину. Вертикальный размах градиентов достигал 40–20°C на 100 м, латеральный – 7–1°C или 10–7° и 5°C на 100 м.

Для приповерхностных золото-серебряных месторождений характерен спокойный рисунок изотерм, пологопогружающихся с удалением от рудоподводящих каналов. В жилах среднеглубинных месторождений золота проявлена более сложная струевидная структура изотерм с элементами изменчивости второго и третьего порядков. Они приурочены к локальным участкам повышенной трещиноватости. Основные участки элементов первого порядка характеризуются признаками интенсивной гетерогенизации растворов. Они контролируют золоторудные столбы на месторождениях, в зонах. Изменчивость неоднородности тепловых полей в общем случае зависит от динамики потока и энтальпии флюидов, температуры пород, их физических и теплофизических свойств.

Приведем конкретные примеры моделей термобарометрической зональности золоторудных полей и месторождений [Ляхов, 1980]. В зонах оруденения средних и малых глубин палеотемпературные поля различны. Для Балейского малоглубинного месторождения Забайкалья аномальные градиенты по вертикали изменяются от 6 до

30°С на 100 м, а для Дарасунского среднеглубинного – от 24° до 11°С на 100 м. Выявляются общие черты температурной зональности: 1) фациально-пульсационная зональность зависит от крупных разломов и контактов интрузивов; 2) фациальная зональность вертикальная является прямой; 3) эта зональность сохраняется в течение всего рудного процесса; 4) средняя величина температурных градиентов колеблется от 2° до 40°С на 100 м по латерали и 10–25°С в вертикальном направлении; 5) главные рудоподводящие каналы фиксируются ореолами повышенных температур до 15°С на 100 м в горизонтальной плоскости и 30°С – в вертикальной (см. рис. 76).

Степень изменчивости палеотемпературной зональности высокая в зонах оруденения малых глубин и меньшая в зоне средних глубин, а строение зональности в плоскости жил – одностержневое на малых глубинах и многостержневое на средних глубинах. Среднеглубинное оруденение в сравнении с близповерхностным отличалось более устойчивым термобарическим режимом минералообразования.

14. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

Разработка обобщающих геолого-генетических моделей типовых месторождений полезных ископаемых базируется на количественном физико-химическом моделировании отдельных рудообразующих процессов. Это является новым этапом в познании закономерностей формирования месторождений полезных ископаемых и в совершенствовании теоретических основ прогнозирования и поисков промышленных руд. Успех физико-химического моделирования определяется применением современных достижений физической химии в области равновесий в водных растворах, расплавах, в понимании взаимодействий в многокомпонентных гетерофазных системах, в изучении фракционирования изотопов при таких процессах, термодинамического, физического и математического моделирования с численными расчетами на ЭВМ. Методически построение таких моделей находится ещё на стадии становления, на уровне разработки отдельных элементов генетических моделей, но в дальнейшем можно надеяться на создание типовых интегральных моделей рудных формаций, разнообразных месторождений и научно обоснованного прогноза.

Разработка физико-химических и динамических моделей процессов связана прежде всего с энергетическими характеристиками флюида, с источниками его генерации, с продолжительностью его существования, с начальным содержанием металлов во флюиде и его изменением во времени (В.Н. Анфилогов, В.С. Голубев, О.С. Глюк, А.В. Зотов, Г.П. Зарайский, А.К. Карпов, Н.И. Сафронов, Г.Р. Колонин, В.Н. Шарпов, А.И. Черепанов, И.В. Вилор, В.А. Жариков, В.С. Урусов, И.Д. Рябчиков, Б.И. Пещевицкий, Ф.А. Летников и др.). Обсуждается термодинамика отделения флюидной фазы при затвердевании магм и формировании гидротермальной системы в эндо- и экзоконтактах интрузивов. Формированию рудных месторождений благоприятствуют гомодромный тип дифференциации магм, в котором по мере их кристаллизации снижается температура ликвидуса из-за накопления щелочей и летучих компонентов. Насыщение расплава летучими компонентами связано с оттеснением в жидкость растущими кристаллами растворенных в магме газов, что увеличивает давление в системе. После начала кристаллизации локальное парциальное давление летучих компонентов в магме может превысить давление насыщения, благодаря чему начинает отделяться летучая фаза. Термодинамика ретроградного кипения магм в интрузивной камере описывается уравнением: $P_g = P(zf - \Delta P_2 + 2\sigma/r_p)$ [Шарпов и др., 1987], где

P_g – суммарное парциальное давление летучих в магме;

zf – координата фронта гетерогенной зоны в расплаве;

σ – поверхностное натяжение в магме;

r_p – начальный радиус устойчивого газового пузырька в магме.

Критическое начальное содержание летучей фазы в расплаве при этом определяется по такому неравенству: $C_{20} - f_{iE}^{1-K} Ki(P_g Z_p)^{1/j} = 0$, где

ρ – плотность магмы;

g – ускорение силы тяжести;

C_{20} – начальное содержание летучего в расплаве;

P_g – коэффициент распределения летучего между расплавом и твердой фазой;

f_{iE} – сечение жидкой фазы в конце зоны затвердевания;

Z_p – координата начала кипения;

j – показатель степени в уравнении растворимости летучего в расплаве;
 K_i – коэффициент пропорциональности.

В работах В.Н.Шарапова можно найти аналитическое решение модели ретроградного кипения. Расчеты показали, что при становлении металлоносных магматических комплексов наблюдается определенная последовательность отделения летучих компонентов от охлаждающихся интрузивных тел: 1) начальный этап, когда отделение флюидов от магм ограничено или его нет; 2) отделение флюидов, обеспечивающих формирование метасоматитов и рудных тел с возникновением рудно-метасоматической зональности; 3) заключительный этап, когда затухает флюидоотделение. В таких термофлюидодинамических системах по мере их эволюции реализуется флюидная колонна с тремя зонами: 1) адиабатического градиента, где температура мало отличается от температуры флюида в зоне кипения; 2) резкого перепада температуры, когда градиент температуры в средне-верхней зоне больше, чем в нижней зоне; 3) линейного градиента, близкого к начальному во вмещающих интрузивных породах. Расчеты дают основание полагать об ограниченных размерах областей кипения в интрузиях и о непродолжительном времени существования этого источника. Например, для скарновых месторождений железа, золота, полиметаллов размеры высокотемпературной зоны (880–360°C) достигают вертикальной протяженности 500–1500 м.

Н.С.Жатнуевым [1998] рассмотрена модель формирования паровых зон в гидротермальных системах и связи с ними процессов рудообразования. По Г.Л. Пospelову [1973] модель гидротермальной системы включает: 1- очаговую водо-газовую зону; 2 – корневую зону стягивания гидротерм; 3 – стволую зону проточного режима; 4 – зону рассеянного восходящего флюида; 5 – зону рассеяния фильтрующейся термогидроколонны в системе вадозных вод, где характерен режим растекания и разгрузки. В 1971 году Д. Уайтом с коллегами [White e.a., 1971] была предложена модель пародинамических систем, а в 1979 году И.Н.Кигаи развил представление о двухфазности гидротерм в рудообразующих системах. В 1998 году Н.С. Жатнуев усовершенствовал схему Г.Л.Пospelова.

В общем виде гидротермальная система может представлять ряд конвективных ячеек, не обязательно с центральным восходящим потоком флюидов, осложненных фазовыми переходами флюида на различных уровнях глубинности. Фазовые переходы являются причиной кислотно-щелочной дифференциации флюида, которая перманентно возникает и исчезает вместе с паровыми зонами. С пульсациями паровых зон связано и пульсационное минералообразование на пути следования гидротермальных потоков. Начальные этапы минералообразования характеризуются прогрессивным наступлением температурного фронта, средние – прогрессивным в верхних частях системы и конечные – регрессивной эволюцией во всей системе. Все это связано с гравитационно-конвективным движением разогретого флюида. Наиболее интенсивное минералообразование связано с геохимическими барьерами, сопутствующими паровым зонам. При этом минеральные ассоциации прогрессивного этапа могут замещаться минералами регрессивного этапа. Тогда от минералов прогрессивного (продуктивного) минералообразования сохраняются лишь реликты.

В зависимости от температуры флюидонесущих магм, её объема, глубины локализации, от проницаемости вмещающих пород паровой резервуар магматогенной гидротермальной системы может появляться в магматическом очаге и в приповерхностных условиях. В зависимости от газового и солевого состава гидротермального флюида кривая кипения может занимать различное положение на P-T диаграмме.

Высокие концентрации солей способствуют её удалению в область высоких давлений. То есть геохимический барьер, возникающий на границе жидкость–пар, может функционировать не только в приповерхностных условиях, но и на глубинах при достаточно высоких температурах, вплоть до температур солидуса кислых расплавов. Кипение, возникающее на фазовой границе, способствует увеличению концентрации солей в гидротермах, снижению температур раствора за счет теплоты испарения, изменению положения фазовой границы в пространстве и даже схлопыванию паровых зон. Такой периодический, колебательный процесс обеспечивает пульсационный характер минералообразования. Движение флюида следует по проницаемым структурам в форме конвективных потоков. Нисходящие потоки холодных вод, попадая в очаги высокотемпературных гидротермальных систем нагреваются и снова поднимаются вверх. Как показали эксперименты по выщелачиванию вулканических стекол, золото и серебро в фоновом уровне мобилизуются гидротермами до 50% от их исходного содержания, особенно при высоком парциальном давлении кислорода в системе. Более интенсивно процесс ремобилизации металлов протекает в зоне жидкого флюида.

Следовательно, вулканические породы с фоновым содержанием благородных металлов могут являться источником рудного вещества. При взаимодействии с гидротермальным раствором возможен переход Au и Ag в раствор в количестве 50% от их исходного содержания в породе. На границе паровых резервуаров в условиях кипения гидротермального флюида (геохимический барьер) происходит осаждение кварца, выщелачивание и переотложение золота и серебра. Периодическое сжатие и расширение паровых резервуаров являются причинами периодической смены кислотного (в зоне конденсации парового флюида) и щелочного (в зоне кипения у основания паровой зоны) режимов флюида на нейтральный при пространственном сближении зон кипения и конденсации в процессе пульсаций.

Создаются физико-химические основы моделей гидротермального рудообразования (В.А. Алексеев, О.В. Брызгалин, Г.П. Зарайский, Г.Р. Колонин, Г.Б. Наумов, Р.П. Рафальский и др.). Модели включают оценку физико-химических условий формирования руд, околорудных метасоматитов и транспорт рудных компонентов водными растворами. Выполняется термодинамический анализ равновесий применительно к вмещающим породам и рудным минералам. Путем создания новых методов расчета на ЭВМ (например, «Селектор» И.К. Карпова) выполняется моделирование процессов гидротермального рудообразования путем термодинамического анализа равновесий в многокомпонентных и многофазных системах, приближающихся к природным.

В качестве примера приведем результаты расчета взаимодействия аляскитового гранита (при 250°C, состава – микроклин 58,5%, кварц 40,5% поры 1%) с водой, насыщенной относительно кварца (рис. 77) [Рафальский и др., 1987]. Скорость возрастания возникавших метасоматических зон пропорциональна пористости породы и скорости фильтрации раствора. При скорости фильтрации 10^{-6} м/с и пористости 1% она отвечает 0,05 V/год. Время образования метасоматической колонки мощностью 1 м составит 20 тыс. лет. Объем раствора, необходимый для переработки 1 м³ гранита в кварц-мусковитовую породу, составит $6 \cdot 10^3$ м³. Аналогичная картина получена при воздействии на гранит растворов HCl, первоначально имеющих слабокислую реакцию pH=3. При фильтрации более кислых растворов кварц-мусковитовая зона заменяется кварц-каолининовой. При этом важнейшей формой переноса большинства халькофильных элементов в высоко-среднетемпературных условиях были хлоридные

комплексы. Важнейшими параметрами, влияющими на растворимость сульфидов, являются температура и pH раствора [Барнс, 1982; Овчинников, Масалович, 1981; Рафальский и др., 1987]. Подобное моделирование осуществляется экспериментальным и расчетным методами.

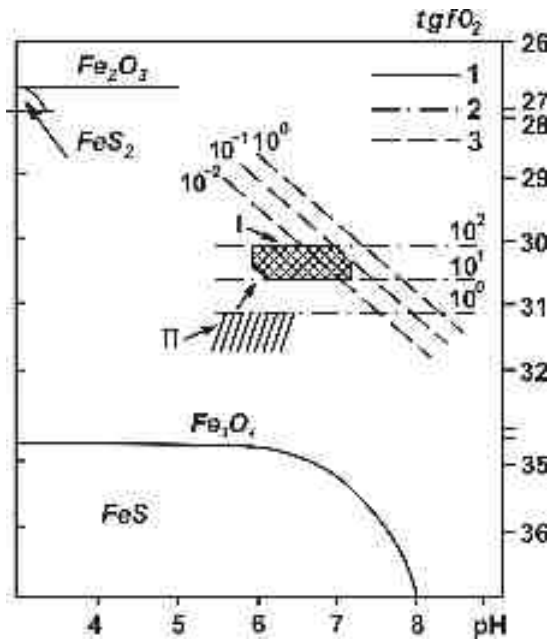


Рис. 77. Диаграмма $\lg fO_2 - pH$, отражающая условия отложения кварц-турмалиновой (I) и кварц-касситеритовой (II) ассоциаций для $350^\circ C$ и ΣS в растворе 10^3 м (по Т.М. Суцевской и др., 1987): 1 – границы устойчивости минералов железа; 2 – изолинии отношения CO_2/CH_4 во флюиде при $P = 1$ кбар; 3 – изолинии $\Sigma SO_4/\Sigma H_2S$

Для построения физико-химической модели формирования касситерит-силикатного оруденения Т.М. Суцевская, Б.Н.Рыженко [1984, 1987] использовали такие методы.

1. Химическое изучение флюидных включений в жильном кварце, касситерите.

2. Определение изотопного состава

углерода карбонатов и уголекислоты включений в минералах.

3. Исследование состава органического вещества, выделенного из основных минеральных ассоциаций.

4. Определение изотопного состава кислорода кварца, касситерита, карбонатов.

Значения fO_2 , описывающие окислительно-восстановительные системы, рассчитаны по данным концентраций CO_2 и CH_4 в растворах включений в минералах, величины $\delta^{13}C$ и $\delta^{18}O$ определяли с учетом температурных данных по гомогенизации газозо-жидких включений в минералах. В результате была установлена смена более восстановительных условий прерудной стадии минералообразования более окислительными при отложении кварц-касситеритовой ассоциации и вновь более восстановительными при отложении основной массы сульфидов (см. рис. 77).

Результаты исследования изотопного состава углерода карбонатов и CO_2 во включениях в минералах показали, что карбонатный углерод из разных минеральных ассоциаций обогащен «легким» изотопом: $\delta^{13}C$ 2,4...2,2 ‰ при отложении касситерита и $\delta^{13}C$ -7,8...-10,2 ‰ при отложении карбонатов с сульфидами. Изотопный анализ кислорода кварца, касситерита показал, что начало отложения касситерита связано с повышением парциального давления кислорода $\lg fO_2$ при повышении общей карбонатности рудообразующих растворов. Определяющую роль в изменении pH-Eh условий при отложении кварцево-касситеритовой ассоциации играло изменение соотношения окисленных и восстановленных форм углерода, в том числе при восстановлении сульфатной серы. При отложении сульфидов влияние pH-Eh растворов способствовало созданию более восстановительной обстановки.

Физико-химическое поведение платины и палладия в процессе кристаллизации железо-медно-никелевых сульфидсодержащих расплавов рассмотрено А.В.Перегоедовой [1999]. Эксперименты показали, что в температурном интервале

900–840°C в равновесии с высокотемпературными сульфидными растворами присутствует сульфидный расплав. Установлено, что исходное соотношение $\text{Cu}/(\text{Fe}+\text{Ni}+\text{Cu})$ в кристаллизующейся системе существенно влияет на коэффициенты распределения главных рудных металлов и платиновых элементов. В богатой железом части системы (при содержании Cu до 12 ат.%) никель остается в сульфидном расплаве. С увеличением содержания меди в исходном составе образцов никель начинает интенсивно накапливаться в моносульфидном твердом растворе. Медь при любых температурах и исходных составах всегда накапливается в расплаве.

Исходя из фазовых отношений в области ликвидуса системы Fe-Ni-Cu-S предполагается, что кристаллизация типовых природных медно-никелевых руд происходит по такой схеме: 1) ранняя кристаллизация железистого моносульфидного твердого раствора с закономерным обогащением остаточного сульфидного расплава медью и никелем; 2) образование более никелистого моносульфидного твердого раствора из обогатившегося никелем расплава (на фоне повышения фугитивности серы от -5 при 900°C до -2 и выше при 840°C, в IgfS_2).

Изучение поведения платины и палладия на этом этапе рудообразующего процесса показало, что при 900°C в бедных медью образцах, кристаллизующихся в условиях низкой фугитивности серы, коэффициент распределения Pt и Pd между моносульфидным твердым раствором и расплавом очень мал. Для экспериментов при 870–840°C в богатой никелем и медью части сечения Me_9S_8 в условиях повышенной летучести серы отмечается повышение содержания Pt и Pd в моносульфидном твердом растворе. При кристаллизации максимально медистых расплавов Pt выделяется в виде сульфида $\text{Cu Pt}_2\text{S}_4$, а также совместно с Pd распределяется между моносульфидным твердым раствором и остаточным расплавом, с коэффициентом распределения 0,4. Эти данные в совокупности с вычисленными очень низкими коэффициентами распределения платиноидов между промежуточным и борнитовым твердыми растворами и расплавом (≈ 0 для Pt и 0,1 для Pd) свидетельствуют о постепенном накоплении платины и палладия в остаточном расплаве в процессе его фракционной кристаллизации с одновременным выделением платины в виде самостоятельных фаз.

При температуре 760°C в сечении Me_9S_8 системы Fe-Ni-Cu-S устойчивы фазы: моносульфидный, хизлеводитовый, промежуточный, борнитовый твердые растворы, ваэсит и железо-никелевый сплав (см. рис. 16).

Итак, в центральной части системы Fe-Ni-Cu-S при температурах 900–806°C существует непрерывный ряд твердых растворов между железо-никелевым хизлеводитовым и железо-медным промежуточным твердыми растворами тройных систем Fe-Ni-S и Cu-Fe-S . Специфической особенностью физико-химического поведения платины в процессе сульфидного рудообразования является её раннее выделение в виде сплавов FePt и Pt_3Fe при кристаллизации высокотемпературных (870°C и выше) обогащенных железом расплавов, либо в виде собственных сульфидов (PtS и CuPt_2S_4) при кристаллизации более низкотемпературных (870–840°C) обогащенных медью и никелем расплавов в условиях повышенной летучести серы.

В ходе эволюции рудно-магматической системы палладий, в отличие от платины, сначала накапливается в обогащенном медью и никелем остаточном расплаве, затем рассеивается в высокотемпературных сульфидных твердых растворах, а вследствие дальнейших субсолидусных превращений перераспределяется в пентландит или выделяется в виде собственных фаз типа палладиевого хонгшита $\text{Pd}(\text{Cu}, \text{Fe})$ или висоцкита $(\text{Pd}, \text{Ni})\text{S}$.

Привлечение экспериментальных исследований по кристаллизации ЭПГ-содержащих сульфидных расплавов помогает в расшифровке условий формирования природных магматических медно-никелевых систем с платиновыми металлами и золотом. Например, для пентландитов Норильского медно-никелевого месторождения прослеживается положительная корреляция между содержаниями Ni и Pd в его составе, возрастающими при переходе от пирротиновых через пирротин-халькопиритовые к существенно медным халькопиритовым рудам. Аналогичная зависимость содержания Pd в пентландите от состава ассоциации сульфидов главных рудообразующих металлов наблюдалась и в платиноносных рудах расслоенного базит-гипербазитового комплекса Австралии. Там предельно обогащенный палладием (4–5 ат.%) пентландит был установлен в богатых медью рудах в ассоциации с высокоцитом. Бедная же палладием разновидность пентландита присутствует в существенно железистых рудах в ассоциации со сперрилитом ($PtAs_2$). Следовательно, эти экспериментальные данные о формах нахождения платиноидов в сульфидных ассоциациях, можно использовать для реконструкции условий платинового рудообразования на медно-никелевых сульфидных месторождениях магматогенного генезиса.

15. КОМПЛЕКСНЫЕ И МНОГОФАКТОРНЫЕ МОДЕЛИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Стадийная последовательность проведения геологоразведочных работ приводит к необходимости составления комплексных прогнозно-поисковых и многофакторных моделей рудных и нерудных месторождений. Комплексные модели объектов прогноза и поисков (рудных полей и месторождений) формируются применительно к каждому рудноформационному или геолого-промышленному типу. Эти модели составляются на основе разработанных прогнозно-поисковых признаков, отражающих закономерности их проявления в геологических, минералогическо-геохимических, геофизических характеристиках изучаемых рудоносных площадей. При этом в генетические геологоструктурные модели рудных полей и месторождений полезных ископаемых при комплексном подходе в качестве главных элементов моделей должны включаться источники рудного вещества и энергии рудообразования, транспортирующие агенты и пути транспортировки, структурные, физико-химические, геохимические, термодинамические условия рудоотложения и другие сопровождающие факторы. Для целей прогноза и поисков составляются такие модели, которые по комплексу элементов объективно характеризуют перспективные рудоносные участки, вычлняемые из изучаемых территорий. Поэтому модели объектов являются основой прогнозно-поисковых комплексов, представляющих прогрессивные технологии геологоразведочного процесса и связывающих воедино для каждой стадии методы, признаки и объекты. Устранение невоспроизводимости и несопоставимости результатов прогнозирования осуществляется при составлении карт крупномасштабного и локального прогноза на основе моделей рудных полей и месторождений как объектов прогноза и поисков.

Наличие большой информационной базы по разведанным месторождениям полезных ископаемых позволяет создавать их модели как эталоны по главным геолого-промышленным типам и разработать на их основе новые методики оценки. Главной задачей таких разработок является обеспечение сопоставления каждого вновь оцениваемого объекта с моделью-эталоном по главным подсчетным характеристикам, определение степени сходства на статистической количественной основе, корректировка размещения выработок по мере получения результатов и подсчет запасов с использованием программ ЭВМ. В таких моделях отражаются взаимозависимости между морфометрическими характеристиками рудных тел и распределением содержания полезных компонентов. Определение градиентов изменений тех и других должно служить основой для рационального размещения выработок. Модели должны формироваться как сочетания подсчетных параметров с представлением их в табличных, графических плоскостных и объемных формах. В моделях месторождений сочетаются информационные (совокупность подсчетных параметров), функциональные (логические методы формирования модели) и собственно технологические элементы. Они представляют собой сочетание системных и программных методов.

Моделирование месторождений полезных ископаемых становится неотъемлемой составляющей общего геологоразведочного процесса – от ранних до конечных этапов и стадий. На каждой стадии должно проводиться сопоставление с эталонами, оценка надежности построений, корректировка базовой и конкретной модели, ком-

плекс исследований по геолого-экономической оценке объекта. Геолого-экономическая модель месторождения выступает в качестве главного конечного результата геологоразведочного процесса. Взаимосвязи «запасы–кондиции» в моновариантном выражении составляют основу таких моделей. Они фактически представляют частный случай многофакторных моделей, но определяют качественные характеристики конечного продукта геологоразведочного процесса.

Рассмотрим пример комплексных моделей прогнозно-поискового назначения.

*Золото-сульфидно-кварцевые месторождения складчатых систем
[по В.И. Ваганову и др., 1989]*

Комплексная модель Кочкарского рудного поля включает жильный, штокверковый и прожилково-вкрапленный структурно-морфологические типы месторождений. Жильный тип объединяет месторождения, рудные тела которых представлены одиночными золото-сульфидно-кварцевыми жилами или группами жил. Жилы залегают в интрузивах и окружающих породах. Количество сульфидов в жилах достигает 3–10%. Золото преимущественно среднекрупное, ассоциирует с кварцем, сульфидами, теллуридами, сульфосолями. Распределение золота крайне неравномерное, столбовое, содержания от 4 до 30 г/т. Рудные тела штокверкового типа представлены сочетанием кварцевых жил и прожилков, образующих лестничные системы внутри даек или вблизи контактов апикальных частей гранитоидных интрузивов. Количество сульфидов в рудах (жилах, прожилках, в березитах, табашках, листовенитах) 7–15%. Золото мелкое и средней крупности ассоциирует с кварцем и сульфидами. Прожилково-вкрапленный тип руд характеризуется сочетанием кварцевых прожилков и сульфидной минерализации вкрапленного типа. Руды залегают чаще в терригенно-вулканогенных углеродистых толщах. Сульфидов в рудах до 10–20%. Золото тоноквкрапленное и дисперсное в пирите, арсенопирите. Руды представлены кварцем, сульфидами среди березитов-лиственитов.

Золотое оруденение парагенетически связано со становлением габбро-плагиогранитными, гранодиорит-гранитными, габбро-сиенит-гранитными интрузиями, формировавшихся в условиях островодужной, рифтогенной обстановках и в зонах тектоно-магматической активизации. В этих случаях рудные поля рассматриваются в единой рудно-магматической системе. Поэтому факторами первого порядка в модели являются рудообразующие интрузии и рудолокализирующие структуры. Для наиболее крупных рудных полей характерна приуроченность к разрывам, оперяющим глубинные разломы. Эти разломы разделяют и ограничивают структурно-формационные зоны островодужно-орогенного и посторогенного типов. Рудные поля ияготеют к участкам пересечения таких зон с поперечными структурами разрывного типа (рис. 78).

Рудное поле с оруденением жильного типа занимает выступ адамеллит-плагиогранитного интрузива, который находится в прибортовой части орогенного прогиба. Он приурочен к региональному глубинному разлому субмеридионального направления. Разломы северо-западного простирания делят интрузив на блоки, в наиболее приподнятом блоке и расположено рудное поле. Постепенные переходы от вмещающих гнейсов к массивным плагиогранитам вероятно указывают на процессы гранитизации и палингенеза при формировании рудовмещающего интрузива. В рудном поле установлено более 2000 даек четырех разновозрастных серий. К дайкам первого этапа относятся (плагиогранит-аплиты, плагиогранит-пегматиты) и дайки второго этапа (дорудные плагиогранит-порфиры, диоритовые порфириты,

Прогнозные карты масштаба 1:50000–1:25000

Составляются на структурно-формационной основе. Они включают рудолокализирующие геологические структуры, участки сочетаний рудолокализирующих факторов, а также прямых признаков золотоносности. Отражается глубинное строение (до глубин 500–1000 м по данным геологических, геофизических и геохимических исследований). В комплект карт включаются:

1. Структурно-формационная карта – отражены тектонические и рудоконцентрирующие структуры, включая скрытые разломы фундамента, поперечные и диагональные по отношению к складкам; интрузивы, дайковые образования.

2. Карта интерпретации геофизических данных – гравии-, магнито-, электро-разведочных полей с элементами глубинного строения, форм продуктивных интрузивов, рельефа кровли скрытых интрузивов.

3. Карта геохимических полей с геохимическими разрезами.

4. Карта шлихо-геохимических ореолов с минералогическими и элементными накладками.

5. Карта поисковых критериев и признаков – продуктивные гранитоиды, дайковые поля, эрозионно-структурные депрессии, метасоматиты лиственит-березитовой формации, россыпи и шлиховые ореолы золота, комплексные минералого-геохимические аномалии золота и элементов-спутников, электро- и радиометрические аномалии, точки минерализации золота.

На карте прогноза показываются рудоперспективные участки разной очередности для дальнейших поисковых и оценочных работ.

Комплексная модель месторождения

Типизация рудных объектов дается на основе морфологии рудных тел и их минерального состава. Выделены два класса рудных тел: 1) жилы, локализованные в сложно-сопряженных разрывах и в системах сколовых трещин; 2) жилы и прожилки в контракционных трещинах даек.

В первый класс вошли пластообразные кварцево-золото-сульфидные жилы или группы жил, как полого-, так и крутопадающие в интрузивных и вулканогенно-терригенных породах. Часто эти гидротермальные жилы сопряжены в пространстве с непродуктивными кварцевыми жилами метаморфогенного типа. Рудные жилы контролируются разломами III, IV порядков, контактами даек и интрузивов. Содержание Au в рудах неравномерное, гнездовое и столбообразное.

Во второй класс включены короткие маломощные сульфидно-кварцевые жилы и прожилки, образующие лестничные системы в дайках. Рудовмещающие трещины обычно не выходят за пределы контактов даек. Крутопадающие рудоносные дайки объединяются в системы в куполах гранитоидных интрузивов или создают пояса протяженных разрывных структурах.

Продуктивные минеральные ассоциации в обоих типах месторождений являются: ранняя золото-полиметаллически сульфидная и поздние золото-теллуридная и золото-сульфосольная. По составу выделяется четыре типа руд: 1 – пиритовый с сульфидами, сульфосолями, сульфовисмутитами, иногда с шеелитом; 2 – пиритовый с сульфидами, сульфосолями, теллуридами; 3 – пирит-арсенопиритовый с сульфидами, сульфосолями, сульфовисмутитами и теллуридами; 4 – халькопирит-пиритовый. Золото в рудах высокопробное и образует в кварце и рудных минералах

вкрапления, линзочки, гнезда. Содержания Au в рудах 10–20 г/т, а в отдельных рудных столбах до сотен–тысяч граммов на тонну.

Связь жильных месторождений золото-сульфидно-кварцевого типа с интрузиями, дайками определила субвертикальную пространственную ориентировку рудных тел и их систем. Пологозалегающие рудные тела седловидного типа составляют не более 10% от общего количества рудных тел. Выделяются по вертикальным срезам надрудные, среднерудные, нижнерудные уровни среза рудных тел и рудно-метасоматических колонн.

В общем случае при описании комплексной модели рассматриваются такие особенности локализации промышленных руд и закономерности распределения в них золотого оруденения: вмещающая среда, система рудовмещающих разрывов, зоны трещиноватости, зоны гидротермально-метасоматических преобразований пород, внутреннее строение и особенности золотоносности промышленных рудных тел. Выделяются три типа обстановок нахождения золоторудных тел: 1) в пределах существенно эродированных массивов гранитоидов; 2) в приконтактных частях plutонов, охватывающих зоны эндо- и экзоконтакта; 3) в надиапикальной части слабоэродированных интрузивов.

Рудовмещающие разрывные структуры крутопадающие и вмещают либо единичные рудные жилы, либо их системы. При сохранении плана деформации в рудный и предрудный этапы жилы наследуют направление даек и дайковых поясов. При смене плана деформации возникали зоны трещиноватости с лестничными системами кварцевых жил.

Зоны гидротермально-измененных пород березит-лиственитового типа с рудными жилами, штокверками формируют рудно-метасоматические зоны-колонны. Для них описываются следующие модели.

1. Характер минеральной зональности метасоматических зон, их метасоматические колонки: неизменные породы → пропилиты → альбит-хлорит – карбонатная подзона → сульфидно-кварцевая жила. Золотое оруденение сопрвоождается метасоматической колонкой с полным комплексом метасоматических подзон. Отсутствие внутренней кварц-серицитовой подзоны свидетельствует об отсутствии руд. Характер проявления метасоматитов и руд позволяет определить уровни эрозионного среза рудно-метасоматических колонн.

2. Закономерности распределения и комплексность золота и сопутствующих элементов в составе рудно-метасоматических зон – продуктивные рудные тела сопровождаются ореолами повышенных (0,0n–0,n %) концентраций Cu, Pb, Zn, As, W, а богатые рудные столбы – ореолами Cu, Pb, Zn, As, Sb, Bi, Ag, Mo.

3. Распределение содержаний золота в метасоматитах: содержания Au в неизмененных породах и в метасоматитах в околорудных или повышенных количествах, с образованием ореолов концентраций, с определением продуктивности метасоматитов и сопровождающих руд. Минералами концентраторами Au служат сульфиды, кварц, карбонаты. В пирите содержания Au составляют 50–100 г/т. Внутреннее строение рудных тел определяется пространственным размещением минеральных ассоциаций, текстур руд, содержаний Au и т.п. При построении модели месторождения важно знать закономерности распределения в рудных зонах золота, серебра и сопутствующих Bi, Te, Se, Mo, W, Tl. Для большинства кварц-золото-сульфидных месторождений устанавливается минералогическая зональность, как и геохимическая, позволяющая определять участки богатых и бедных руд. Верти-

кальная зональность проявляется с глубиной теллуридов, сульфосолей, киновари (HgS), затем галенита, сфалерита, халькопирита, арсенопирита, золота.

Положение рудных столбов определяется внутрирудной тектоникой, определяющей размещение и уровень концентрации золота, теллуридов Au, Ag, Bi, Cu, Hg совместно с золотом самородным в узких участках рудно-метасоматических зон. Рудные столбы имеют различную ориентировку, но чаще проявляются крутонаклонные, совпадающие с залеганием кварцевых жил, штокверков. Мощность рудных столбов чаще составляет 5–10 м, протяженность по падению – 80–100 м. Руды в них брекчиевые, сложнополосчатые, кристификационные, друзовые, сплошные, вкрапленные.

Месторождения характеризуются линейными высококонтрастными ореолами Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Bi, Te, Tl. Состав и интенсивность геохимических ореолов определяются минеральным типом месторождения. Например, для пирит-арсенопирит-сульфовисмутного – As, Sb, Ag, Bi, W, Sn, Pb; для пирит-халькопирит-молибденового – Mo, Ag, Cu; для антимонитового типа – ореолы Sb, Ag, Hg, Ba. В зонах окolorудных березитов-лиственитов развиты ореолы As, Ag, Bi, Co, Ni, Sr; в зонах биотитизации (табашки) – As, Ag, W, Mo, Zn.

Гранитоиды повышенной основности, вмещающие сульфидно-кварцевое оруденение, отличаются повышенным электрическим сопротивлением (3000–7000 Ом), которое резко снижается в бессульфидных разломах, зонах трещиноватости, дробления. При изучении естественного электрического поля (ЕП) наибольшие аномалии до 380 мВ приурочиваются к кварц-пирит-арсенопиритовым жилам. Аномалии до 380 мВ тяготеют к кварц-пирит-арсенопиритовым жилам.

Построение прогнозных карт масштаба 1:10000–1:2000

Прогнозные карты потенциальных рудных полей 1:10000 масштаба должны обосновывать поисковые работы с целью выявления месторождения или отдельных рудных тел. Составление их базируется на материалах геологической съемки масштабов 1:50000–1:25000. Комплект материалов, необходимых для составления прогнозной карты перспективной площади должен включать: 1) геологическую карту рудного поля масштаба 1:10000; 2) карты интерпретации геофизических и геохимических съемок; 3) карту поисковых критериев и признаков на структурно-формационной основе.

На карту наносятся:

1. Главные системы рудовмещающих и рудоконтролирующих элементов структуры (разрывы, зоны трещиноватости, кливажирования, контакты интрузивов, дайки разного состава).
2. Поля развития метасоматитов – березитов-лиственитов, биотитизации (табашек).
3. Сульфидно-кварцевые жилы с повышенной золотоносностью.
4. Комплексные литогеохимические ореолы Ag, Au, As, Bi, Cu, Pb, Hg, газорутные аномалии, шлихо-геохимические ореолы.
5. Элементы рудно-метасоматической зональности.
6. Локальные гравитационные, магнитные аномалии ЕП, СДВР, поляризуемости и др. (см. рис. 78).

Одним из необходимых элементов прогнозирования является разработка многофакторной модели рудного поля с отражением положения выделенных поисковых участков разного ранга в общей структуре модели.

16. ОСОБЕННОСТИ ПРИЕМОВ РАЗРАБОТКИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

При разработке геологоструктурных моделей после анализа критериев прогнозирования и условий картирования в районе работ, а также степени представительности эталонных объектов следует определить перечень конкретных задач, которые должны решаться с помощью разрабатываемых моделей. Затем определяются набор элементов структур, их признаков, типы связей, которые должны быть отражены в моделях, способ представления моделей и их объединения в двухуровневую систему. Конечный вариант модели должен обеспечить решение поставленных задач при минимуме элементов, их признаков, связей и по возможности должен быть наглядным.

Перегруженность модели второстепенными деталями не улучшает качество модели, нередко приводит к неадекватности её по отношению к конкретным объектам. Это связано с неустойчивостью второстепенных признаков и поэтому они нередко оказываются различными в эталонных объектах и в объектах изучения и прогнозирования на площади работ.

В процессе прогнозно-металлогенических исследований при средне- и крупномасштабном ГГК с помощью моделей производится оценка уровня эрозионного среза рудного района, рудного поля, месторождения или отдельных их блоков; осуществляется объемное геолого-геофизическое изучение конкретных рудных районов, рудных полей для выделения в их пределах структурных элементов, контролирующих рудные поля и месторождения, а также для выделения потенциальных рудных полей и месторождений, для оценки прогнозных ресурсов. Для этого модели должны отражать особенности глубинного строения объектов моделируемого класса и главные черты их рудно-метасоматической и геохимической зональности, а также тенденции изменения состава и физических свойств рудоконтролирующих геологических тел с глубиной.

Главными приемами моделирования, применяемыми с этой целью, служит изучение эталонных объектов, имеющих различный уровень эрозионного среза, и объемное геолого-геофизическое моделирование эталонных объектов. Результаты исследования конкретных объектов увязываются в единую обобщающую модель. Ошибки в процессе моделирования могут возникнуть из-за неучёта различий объектов одной рудной формации, проявленных в разных тектонических блоках одной металлогенической зоны.

По типовым особенностям моделей рудных районов и рудных зон целесообразно выделять объекты подтипа Б (см. табл. 9). Такие модели должны отражать связь рудных полей и месторождений с разрывными структурами, с зонами площадных гидротермально-метасоматических образований, приразломного диафтореза, контактового метасоматоза, а также особенности создаваемых ими геофизических и геохимических полей. Для рудных районов и рудных зон рассматриваемого подтипа характерна связь с интрузивными или метаморфическими образованиями. Для объектов типа I Б модель выступает в явном виде. Для рудных районов групп II Б и IV Б важными диагностическими признаками служат наличие гравитационного минимума и метаморфической зональности – смены высокотемпературных фаций метаморфизма низкотемпературными в направлении минимума. По результатам количественной интерпретации данных гравиразведки можно предполагать на глубине гранитоидный плутон или метаморфический купол с кварц-золото-сульфидной, зо-

лото-серебряной, касситерит-силикатно-сульфидной формациями. Нередко контакто-метаморфическая и метасоматическая зональность гранитоидных plutонов или метаморфическая зональность скрытых метаморфических куполов служат критериями локализации рудных полей и месторождений в пределах рудных районов. Например, рудные районы с золото-антимонит-березитовой и золото-сульфидно-кварцево-березитовой формаций.

Таблица 9

Классификация рудных районов и зон применительно к задачам прогнозной оценки складчатого фундамента при средне- и крупномасштабном ГГК [Прогнозно-металлогенетические..., 1988]

Рудные районы и рудные зоны	Индексы рудных зон и районов	Примеры рудных формаций
Контролируемые массивами интрузивных или ультраметаморфических пород, интрузивными ареалами, гранито-гнейсовыми куполами: – с устойчивой пространственной связью рудных полей и месторождений с контактами plutонов, элементами магматической или реоморфической расслоенности – без устойчивой пространственной связи рудных полей и месторождений с контактами plutонов, элементами магматической или реоморфической расслоенности	I А I Б	Хромитовая, шеелитовая, скарновая, нефелин-апатитовая, железо-титановая, касситерит-кварцевая грейзеновая Золото-сульфидно-кварцевая, золото-антимонитовая березитовая, молибден-медно-порфировая, редкометалльных пегматитов
Контролируемые вулканическими постройками, ареалами развития вулканитов: – с устойчивой и пространственной связью рудных полей и месторождений с определенными стратиграфическими уровнями вулканического комплекса – без устойчивой пространственной связи рудных полей и месторождений с определенными стратиграфическими уровнями вулканогенного комплекса	II А II Б	Медно-цинково-колчеданная, колчеданно-полиметаллическая, касситерит-колчеданная Оловянная реолитовая, золото-серебряная, олово-серебряная
Контролируемые стратифицированными формациями – осадочными, вулканогенно-осадочными, метаморфическими	III А	Барит-свинцово-цинковая карбонатная, киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная, золоторудная черносланцевая, железистых кварцитов, графитоносных
Контролируемые региональными разломами или складчато-разрывными структурами	IV Б	Золото-сульфидно-кварцевая, серебро-свинцово-цинковая, витерит-баритовая

Для рассматриваемого подтипа рудных районов, рудных зон, рудных полей при разработке моделей должно анализироваться характер устойчивых связей рудных полей и месторождений с выходами фундамента или скрытыми plutонами,

гранито-гнейсовыми куполами, с метаморфической и метасоматической зональностью, с разрывами, зонами трещиноватости, а также особенности геофизических и геохимических полей и т.п. Анализ подобных связей требует привлечения материалов по другим регионам, где установлены месторождения данной рудной формации, закономерностей размещения месторождений других формационных типов и учета закономерностей размещения месторождений других формаций близкого генезиса со сходными условиями локализации.

При разработке моделей рудных районов и зон подтипа А ведущими показателями служат критерии выделения главных рудоконтролирующих элементов – контактов интрузивов, элементов расслоенности плутонов, рудоносных стратиграфических уровней вулканогенного, осадочного, метаморфического, метасоматического комплексов. Это определяет их практическую значимость при выборе оптимальной схемы прогнозно-металлогенических исследований, при выделении рудных районов, изучении их внутренней структуры и локализации в их пределах рудных полей и месторождений.

Для остальных рудных объектов II–IV групп приемы прогнозирования можно найти в работе «прогнозно-металлогенические исследования, 1988».

17. МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Экзогенные месторождения включают объекты осадочного и остаточного процессов экзогенного рудообразования. Они включают седиментационные, диагенетические, катагенетические месторождения, а также остаточные рудные скопления коры выветривания, которые во многом близки осадочным месторождениям. Проблемам формирования и моделирования осадочных месторождений посвящены многочисленные работы Д.Г. Сапожникова, Н.М. Страхова, Н.С. Шацкого, Ю.А. Билибина, А.Д. Архангельского, Б.П. Кротова, А.И. Перельмана, В.И. Попова и других исследователей.

В данном учебном пособии показаны лишь подходы к разработке моделей формирования этой группы месторождений, без детального анализа предложенных моделей конкретных осадочных рудных объектов.

При разработке моделей осадочных месторождений используются широко геологические и экспериментальные данные, полученные многими исследованиями по стадийности осадочного рудообразования, включая стадии эпигенеза, диагенеза, катагенеза и коробразования. В таких моделях предлагаются к разработке проблем образования источников металлов, влияние рельефа местности и особенностей тектонической структуры, роли климата в период образования осадочных месторождений. Разрабатываются модели первично-осадочного или седиментационного рудообразования; модели рудообразования в стадию диагенеза, в катагенетическую стадию и стадию эпигенеза. Самостоятельные геологоструктурные генетические модели создаются для вулканогенно-осадочных месторождений.

Отдельные модели предложены по зональности в распределении осадочных образований на платформах, геосинклиналях, складчатых поясах, терригенных бассейнов. Разработаны модели структурно-тектонической приуроченности осадочного оруденения, модели приуроченности разных типов осадочных рудных объектов к основным элементам стратиграфического разреза.

Особая роль отводится созданию моделей рудных объектов осадочных формаций и прежде всего бокситов, осадочных руд железа и марганца. Созданы модели для россыпных месторождений золота, платины, касситерита, вольфрамита, шеелита, алмазов и драгоценных камней.

Созданы модели формирования медистых песчаников, золотоносных конгломератов, ураноносных гипергенных объектов, а также гидротермально-осадочных рудных скоплений океанов. Особое внимание уделяется созданию моделей формирования месторождений кор выветривания.

Все это можно найти в многочисленной опубликованной литературе, посвященной решению проблем осадочного рудообразования.

ВОПРОСЫ ДЛЯ САМОПРОВЕРКИ

1. Дайте философское определение понятию “модель”.
2. Сформулируйте геологическое определение понятия “модель”, его особенности. Чем обусловлена необходимость создания моделей геологических объектов и процессов?
3. Охарактеризуйте основные свойства модели.
4. Сформулируйте основные свойства геологической модели.
5. Какое назначение геологических моделей? Виды моделей рудных объектов.
6. Перечислите виды моделей месторождений полезных ископаемых для прогноза, поисков и их разведки.
7. Какие факторы моделируются при геолого-структурных исследованиях?
8. Чем отличаются геолого-генетические модели от геолого-структурных моделей?
9. В каких случаях используются статистические и геолого-математические модели?
10. Какие особенности свойственны геостатистическим моделям?
11. Какие принципы заложены при составлении геологических моделей на ЭВМ?
12. Для решения каких геологических задач используется физико-геологическое моделирование?
13. На каких стадиях геологоразведочных работ проводится геологическое и физико-геологическое моделирование?
14. Поясните особенности физико-геологического моделирования железорудных, медно-порфирированных, медно-колчеданных, золоторудных, медно-никелевых рудных полей и месторождений.
15. В чем различие геологических и физико-геологических моделей?
16. Охарактеризуйте геолого-генетические модели и какие геологические факторы они моделируют?
17. Какие разновидности геолого-генетических моделей в настоящее время активно разрабатываются?
18. В каких случаях необходимо разрабатывать геолого-генетические модели?
19. Какие проблемы рудогенеза разрешаются с помощью мантийных и внутрикоровых рудообразующих систем?
20. Охарактеризуйте особенности геолого-генетических моделей золотоносных рудно-магматических систем Забайкалья.
21. Какие различия имеются при создании геолого-генетических моделей рудных месторождений и рудных формаций?
22. Какие показатели характеризуются в генетических моделях для магматических рудных формаций и месторождений?
23. Охарактеризуйте особенности генетических моделей медно-молибденовых, порфириновых и золото-медно-порфирированных месторождений.
24. Какие особенности отражаются в генетических моделях колчеданных и золоторудных полей и месторождений?
25. Что отражается в моделях рудно-метасоматической зональности рудных месторождений?
26. Охарактеризуйте типовые модели рудно-метасоматической зональности золоторудных полей и месторождений.

27. Какие факторы используются при составлении моделей факторов размещения месторождений полезных ископаемых?
28. В каких случаях создаются геохимические модели объектов?
29. Охарактеризуйте модели аномальных геохимических полей.
30. Какие особенности золоторудных полей и месторождений выявляются на основе геохимических моделей?
31. Что отражается на мультиструктурных моделях геохимических полей?
32. Охарактеризуйте содержание изотопно-геохимических моделей рудных месторождений.
33. По каким показателям составляются модели термофлюидных гидротермальных систем?
34. Охарактеризуйте термобарогеохимические модели для типовых золоторудных месторождений.
35. Поясните сущность физико-химических моделей рудообразующих систем.
36. Принципы составления моделей формирования экзогенных месторождений.
37. Охарактеризуйте содержание комплексных и многофакторных моделей месторождений.