

Н. А. КИТАЕВ

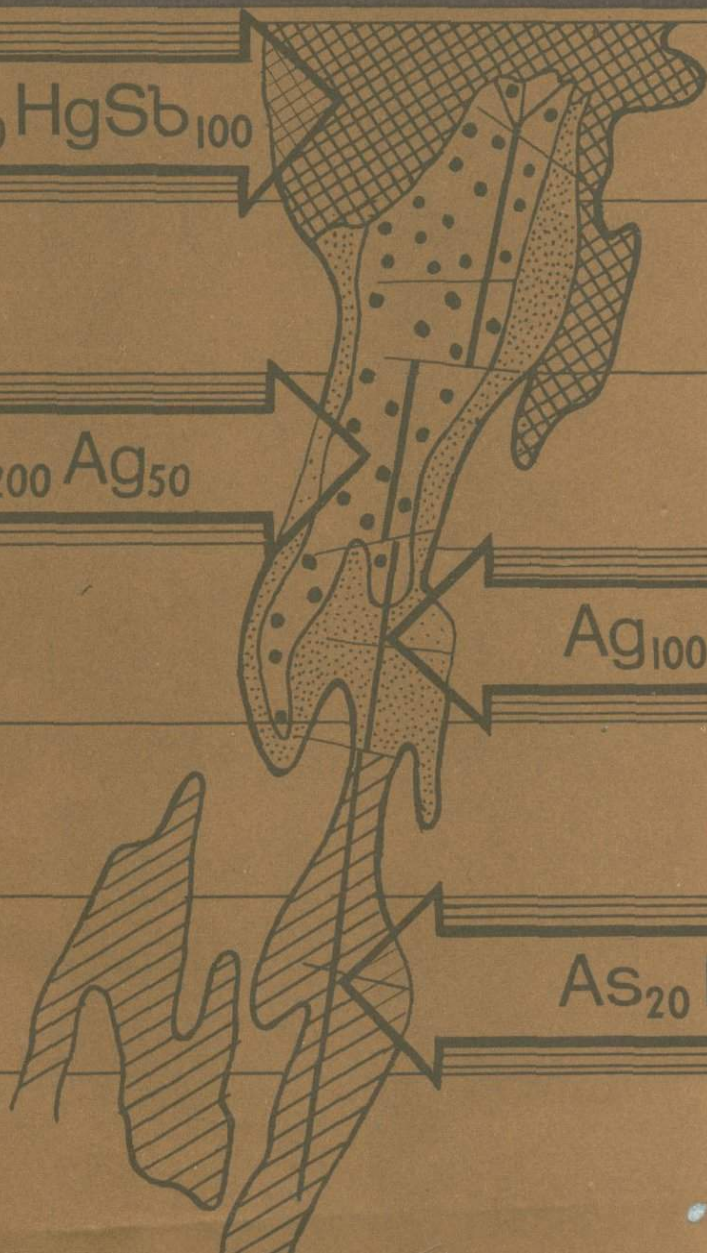
# МНОГОМЕРНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

$As_{300} HgSb_{100}$

$Au_{200} Ag_{50}$

$Ag_{100} As_{50}$

$As_{20} Hg_{30}$



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. АКАДЕМИКА А.П. ВИНОГРАДОВА

Н.А. КИТАЕВ

# МНОГОМЕРНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Ответственный редактор  
академик Л.В. Таусон

5206



НОВОСИБИРСК  
« НАУКА »  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1990



УДК 550.84:519.2(092)

Многомерный анализ геохимических полей / Н.А. Китаев. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1990. – 120 с.

ISBN 5 – 02 – 028846 – 2.

В монографии рассматриваются основы разработанного в Институте геохимии им. академика А.П. Виноградова СО АН СССР и ВЦ Иркутского государственного университета метода обработки геохимической информации на ЭВМ – метода многомерных полей. Излагаются принципы интерпретации, определения формационной принадлежности и зональности геохимических полей. Описываются общие положения крупномасштабного прогнозирования и особенности построения объемных геолого-геохимических моделей, приводятся примеры обработки информации методом МП и анализа геохимических полей на материалах геохимических съемок различных масштабов по первичным, вторичным ореолам и потокам рассеяния.

Издание рассчитано на геологов, работающих в области геохимических методов поисков рудных месторождений, будет полезно также студентам геологических вузов, специализирующимся по поисковой геохимии.

Ил. 36. Табл. 12. Библиогр.: 104 назв.

Рецензенты

кандидаты геолого-минералогических наук

П.В. Богатырев, Г.А. Белоголова

доктор геолого-минералогических наук И.С. Ломоносов

Утверждено к печати

Институтом геохимии им. академика А.П. Виноградова СО АН СССР

Научное издание

Китаев Наум Анисимович

МНОГОМЕРНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Редактор издательства Е.Г. Макеенко. Художественный редактор М.Ф. Глазырина. Художник Н.А. Пискун. Технический редактор Н.М. Остроумова. Корректоры Л.Л. Михайлова, В.К. Жихарева

---

ИБ 34524

Сдано в набор 25.08.89. Подписано к печати 24.12.89, МН-01327. Формат 70 х 100 1/16. Бумага тип. № 2. Офсетная печать. Усл. печ. л. 9,8. Усл. кр.-отт. 10,1. Уч.-изд. л. 9,8. Тираж 750 экз. Заказ № 752. Цена 2 руб.

---

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

К  $\frac{1804020100 - 874}{055(02) - 90}$  290-89, кн. 2

© Н.А. Китаев, 1990

ISBN 5 – 02 – 028846 – 2

Конечные результаты геохимических поисков зависят не только от методов поисков, но и от методов обработки геохимических данных, т.е. от того, насколько полно эти методы позволяют извлекать необходимую для прогноза информацию.

Геохимические поиски и объемная оценка рудных объектов, проводимые большинством производственных геологических объединений, основываются на отборе большого количества проб и анализе их на десятки химических элементов. Получаемая громадная информация, естественно, может быть обработана объективно и в приемлемые сроки на высоком уровне лишь с применением ЭВМ.

Дело в том, что наибольшая эффективность геохимических работ, несомненно, связана с использованием при интерпретации комплексных параметров. Кроме того, накопленная большая геохимическая информация, исчисляемая многими миллионами элементо-определений, требует обобщения для целей областей и регионов, на основе чего могут быть получены выводы иного качества и значения. Если еще учесть, что в настоящее время существует тенденция перехода к поискам не выходящих на поверхность месторождений, требующим максимального использования всей геохимической информации, то станет очевидной необходимость создания принципиально новых способов обработки получаемого материала. В такую систему должны входить, в частности, программы, автоматизирующие выдачу результатов в виде изображений геохимических полей. Пространственные количественные изменения минералогическо-геохимических свойств геологических объектов тесно связаны с распределением минеральных ассоциаций и гидротермально измененных пород и обуславливают зональность рудного объекта, а также отражают главнейшие особенности его генезиса. В связи с этим весьма важным представляется количественное описание пространственной изменчивости геолого-геохимических характеристик и в первую очередь концентраций рудных и петрогенных элементов, которые могут быть измерены в большом числе точек наблюдений.

Основой такого математического описания, дающего объективное представление о распределении геохимических параметров, являются методы картографирования, которые рассматриваются как результативный подход к изучению природных систем /Салищев, 1975; Берлянд, 1978; и др./. Так, К.А. Салищев /1975/ отмечает: «... информация, получаемая с карты, может быть шире и богаче той, что заложена в карту ее составителем. Это утверждение идет вразрез с математически обоснованным положением о том, что информация на выходе системы не может превышать информацию на входе. Однако вся практика использования карт показывает, что накопление, преобразование и сопоставление различных видов информации, происходящие в системе "картографирование — использование карт", приводят к обогащению первоначальной информации». Поэтому, как известно, карты как методологическое средство широко использовались и используются в настоящее время для познания геологических процессов.

В последнее десятилетие широко обсуждаются вопросы геохимического картирования /Методика..., 1975; Геохимические карты..., 1979; Принципы..., 1979; Математическая обработка..., 1986/, предложены различные виды карт и методы их построения.

На наш взгляд, основой построения геохимических карт должно являться понятие геохимического поля. А.Е. Ферсман /1940/ понимал под геохимическим полем геохимически однородную область, характеризующуюся пространственным накоплением какой-либо группы или ассоциации элементов. Более широкое определение этому понятию дает Л.В. Таусон.

Под геохимическим полем, согласно Л.В. Таусону /1981/, понимается "геологически однородное горное пространство, характеризующееся близкими физико-химическими условиями образования минеральных ассоциаций, имеющих сходные парагенезисы и уровни содержаний элементов".

В связи с этим представляется, что единое геохимическое поле состоит из геохимических полей рассеяния и концентрирования. Выделение, анализ структуры полей концентрирования и их интерпретация – одни из основных задач прогноза рудных полей.

Химические элементы резко различаются по степени концентрирования в земной коре /Таусон, 1983/. Для многих цветных металлов степень концентрирования в рудах составляет от 100 до 1000 единиц, в эндогенных ореолах 10–100 единиц. В большинстве случаев геолог имеет дело с изучением полей со средними уровнями концентрирования. Количественным выражением степени концентрирования являются кларки. Поэтому кларки приняты нами /Китаев и др., 1973/ в качестве первого определяющего критерия при разработке метода многомерных полей (МП), а характеристикой степени концентрирования элементов в геохимических полях являются коэффициенты контрастности (КК).

Известно, что в результате как физико-химических процессов в космосе и в земной коре, так и гипергенных процессов образуются закономерные сочетания групп химических элементов (ассоциации химических элементов). Геохимическую ассоциацию определяют как парагенезис элементов – закономерное сочетание атомов химических элементов в минералах и породах, связанное с геохимическими особенностями элементов и физико-химическими условиями формирования /Ферсман, 1940/. А.Е. Ферсман ввел понятие парагена как закона, управляющего сочетанием элементов и их соединений. Параген представляет собой функциональную зависимость от кларков элементов, свойств атомов и их ионов, а также от количественных характеристик химических процессов и т.д.

Ассоциации определенных элементов выделяются при исследовании процессов формирования геохимических систем. Примером таких теоретических исследований являются работы Л.В. Таусона /1961, 1977, 1981; и др./ по геохимической типизации изверженных горных пород. В связи с этим вторым определяющим критерием при разработке метода МП было целесообразно принять ассоциации элементов, имеющих сходные коэффициенты контрастности, т.е. уровни концентрирования, и ввести это известное понятие в ореольную тематику /Китаев и др., 1974, 1976/.

В данном случае под геохимическими ассоциациями понимаются естественные парагенезисы и сочетания групп химических элементов, обусловленные как физико-химическими условиями формирования, так и природными условиями, которые обеспечивают иногда сочетание диаметрально противоположных по физико-химическим свойствам элементов. Такие естественные геохимические ассоциации, как совокупность взаимно наложенных процессов различного происхождения в каждом геохимическом поле, распределяются согласно и выступают как геохимическая система, обладающая целостностью,

что обеспечивает выявление эмергентных свойств изучаемых объектов.

Анализ существующих тенденций в развитии математических методов обработки геохимической информации дан В.Н. Евдокимовой /1984/, которая выделяет здесь два направления. Первое основано на связи геохимического поля с исследуемыми объектами, что отражается в тезисах Л.А. Верховской, Е.П. Сорокиной /1981/: "Геохимическим полем называем такую разновидность геологических полей, где в качестве признаков рассматриваются показатели химического состава исследуемого объекта... или каждому естественному геологическому телу соответствует определенный участок геохимического поля, отличный по ряду признаков от других участков". Такое определение дает основание использовать метод аналогии, по которому исследуемый участок по совокупности признаков сравнивается с хорошо изученными (эталонными) объектами. При этом неизбежно используется априорная информация как в исследуемых участках, так и в эталонных объектах. В данном случае применяются всевозможные математические методы: сравнение выборок, корреляционный, регрессионный, дискриминантный, факторный анализы и т.д. В этих реализованных системах /Рубо и др., 1981; Калягин и др., 1979/ основой выделения эталонных объектов являются геологические данные, а геохимическая информация служит для построения формальных решающих правил при прогнозировании и наносится на геологические карты.

Второе направление обработки геохимической информации основано на положении, что главным объектом исследования являются геохимические поля рассеяния и концентрирования. Математическая обработка осуществляется по всей исследуемой площади без разбивки ее на эталонные и рабочие массивы. Этот принцип и лежит в основе построения геохимических карт (поли- и моноэлементных). При этом полиэлементные карты по своим целям и способам получения подразделяются на два типа. Первый - это карты различных комплексных показателей. Так, Н.И. Сафронов /1966/ предложил идею изучения полей по данным суммированных ореолов, т.е. по энергии рудообразования. С.В. Григорян, И.И. Гусельников /1970/ с целью усиления слабых геохимических аномалий предложили две модификации суммированных ореолов: аддитивные (арифметическое суммирование в каждой пробе содержаний элементов) и мультипликативные (перемножение содержаний). Строятся карты отношений родственных элементов и полиэлементные карты на основе методов факторного анализа /Гольинко, 1977; Скублов, 1981; и др./ или классификационных процедур /Яновский и др., 1979/; предложено создавать атласы моно- и полиэлементных геохимических карт /Торнтон и др., 1981; Игнатович и др., 1981/.

На наш взгляд, путь построения полиэлементных геохимических карт на основе понятия единого геохимического поля более универсален и приемлем, так как он применим для обработки геохимической информации всех видов геохимических съемок любых масштабов и исключает при машинной обработке субъективные факторы. Полученные таким путем карты являются объективными документами, так же как и геологические, геофизические и др.

С учетом указанных обстоятельств нами /Китаев и др., 1973, 1974, 1976; Евдокимова, 1978, 1984/ разработан метод многомерных полей (МП), дающий возможность автоматического конструирования эмпирических моделей геохимических полей, основанный на автоматическом выделении ассоциаций химических элементов, главным образом, по величинам их коэффициентов контрастностей (КК), построении поли- и моноэлементных геохимических карт и их количественном описании.

Постановка вопроса, геохимическая часть задачи и методы интерпретации разрабатывались под руководством Н.А. Китаева, математическая часть осуществлена В.Н. Евдокимовой, С.Е. Сяклен, Т.Г. Радимовой,

И.Н. Кирчановой. Большая работа по внедрению метода была проведена В.В. Поликарпочкиным /Поликарпочкин и др., 1979, 1982/.

На всех этапах исследования и внедрения метода большую помощь и поддержку оказывал академик Л.В. Таусон. При практической реализации теории геохимических полей /Таусон, 1965, 1974, 1981, 1984/ многие его ученики показали, что метод МП является важным инструментом для геохимической типизации рудоносных образований и выявления зональности кольцевых вулканопольных структур с латитовым магматизмом /Таусон и др., 1978; Гундобин, 1980; Гундобин, Колесников, 1984; Зорина и др., 1983, 1986; Романов, Санина, 1984; Петровская и др., 1984, 1985; Китаев, Богатырев, 1986; и др./.

Указанный метод обработки геолого-геохимической информации позволяет производить анализ закономерностей распределения многих химических элементов в природных системах, т.е. на количественной основе выявлять геохимические типы ореолов, обусловленные как многоэтапностью формирования месторождений, так и наличием различных типов минерализации, и позволяет подойти к решению проблемы геолого-геохимического прогнозирования.

# 1. ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ МНОГОМЕРНОГО АНАЛИЗА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ, ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

## 1.1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ЭМПИРИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

Количественное описание исследуемого геологического пространства естественно рассматривать как задачу выделения и построения полей, различающихся различными ассоциациями химических элементов, отображающих распределение минеральных ассоциаций. В частности, разные виды гидротермально измененных пород различаются ассоциациями элементов. Следовательно, выделение таких ассоциаций будет соответствовать выделению различных зон гидротермальных изменений и отражать генетическую сущность явлений. Таким образом, представление изучаемых геохимических полей в виде естественных ассоциаций – совокупностей встречающихся в различных средах земной коры и водной оболочки химических элементов – является одной из основных задач построения их эмпирической модели.

Эмпирический материал наблюдений над полями распределения химических элементов представляется в виде таблицы-матрицы  $\{z_{ij}\}$  размером  $n \cdot m$ , где  $z_{ij}$  – содержание химического элемента;  $n$  – количество строк матрицы, равное количеству точек на исследованной площади, в которых проведено опробование;  $m$  – количество столбцов, равное количеству анализируемых элементов;  $x, y, z$  – относительные координаты точек опробования (табл. 1).

Порядок элементов в таблице-матрице может быть любым, но в целях более удобной интерпретации желательно располагать их в последовательности от "главных" элементов к "второстепенным", что в большинстве случаев соответствует степени их контрастности. Поэтому бланки таблиц-матриц заготавливаются заранее с учетом металлогенического типа (или типов) изучаемых месторождений.

Чаще всего с целью избежания двойной переписки такие бланки даются непосредственно в спектральную или химическую лабораторию, где и заносят в них результаты анализов. В принципе заполнение таблиц-матриц должно быть автоматизировано.

В таблицах-матрицах не допускаются прочерки и содержания с двойным числом ("от" "до"). В случае, если элемент не обнаружен, то проставляется значение, равное половине предела обнаружения анализа, или кларк. Если лабораторией даются содержания "от" "до", берется среднее значение (этот вопрос будет более подробно освещен ниже).

Процентные содержания различных химических элементов в пробах являются величинами несоизмеримыми. Например, содержание в ореолах рассеяния золота измеряется в  $n \cdot 10^{-7}$  %, мышьяка – в  $n \cdot 10^{-4}$  %, свинца – в  $n \cdot 10^{-3}$  %, а марганца и др. –  $n \cdot 10^{-2}$  %, т.е. разница содержаний элементов определяется в три и более порядка. Поэтому при решении поставленной задачи используются не абсолютные концентрации, а их отношение к



фоновым значениям — коэффициенты контрастности (КК). КК удобны для решения, поскольку они являются величинами безразмерными и, следовательно, сравнимыми для различных химических элементов с различными уровнями абсолютных содержаний. Кроме того, при делении абсолютных содержаний на фоновые содержания элементов полученные КК для разных элементов различаются максимум на один-два, редко три порядка. Так, для отмеченных выше элементов при наиболее часто встречающихся в ореолах содержаниях Au —  $1 \cdot 10^{-5}$  %, As, Pb —  $1 \cdot 10^{-2}$  %, Mn — 1 %, КК будут равны: для Au —  $\frac{100}{5} = 20$ ; As —  $\frac{100}{2} = 50$ ; Pb —  $\frac{10}{2} = 5$ , Mn —  $\frac{100}{6} = 16$ . Как ви-

дим, для всех элементов, абсолютные концентрации которых отличаются на шесть порядков, КК находятся в пределах одного порядка. Выделение совокупностей элементов производится главным образом по величинам их КК. При этом в один класс входят пробы, у которых величины контрастности близки между собой по всем элементам, учитываются также их дисперсия и зависимости между КК различных элементов. Предположим, решается задача разделения на классы данных по пяти пробам, в которых определены три элемента; КК их следующие:

№ пробы	Au	Ag	As
1	1000	300	100
2	100	900	30
3	150	1200	20
4	1200	400	150
5	900	500	5

Очевидно, в этом случае пробы 1 и 4 образуют 1-й класс, а проба 5, имея КК, близкие с 1-м по Au и Ag, но значительно меньшие по As, не будет включена в 1-й класс. Пробы 2 и 3, имея близкие КК по всем элементам, войдут во 2-й класс. При классификации в первую очередь учитываются элементы, имеющие в данном геохимическом поле более высокую степень концентрирования. В случае некоторых различий в содержаниях элементов со слабой степенью концентрирования класс разбивается на подклассы.

Выделение ассоциаций производится путем автоматической классификации — разбиения совокупности точек опробования на некоторое количество однородных групп (классов) с последующим их анализом.

Задача автоматической классификации относится к проблеме машинного распознавания образцов и состоит из двух взаимосвязанных операций — группирования и выделения классов. Пробы собираются в группы путем движения гиперсферы в пространстве признаков. Количество групп (классов) не задается, не задается и порог расстояния между пробами внутри групп и между группами. Ничего заранее не говорится и о характерных совокупностях химических элементов и их содержаниях. Таким образом, для классификации не используются никакие априорные допущения. Для окончательного выделения классов используется метод главных компонент /Рао, 1968; Ватанабе, 1959/. Особенностью применения метода является условие однородности, заключающееся в том, что для ковариационной матрицы, составленной по пробам группы, существует один вектор, собственное значение которого намного больше всех остальных собственных чисел этой матрицы. Квадраты компонент вектора расцениваются как информационные значения элементов в классе, используемые для определения главных (по их информативности) эле-

ментов и организации процедуры выделения подклассов. Дальнейшее решение состоит в разделении исследуемого пространства на однородные поля, соответствующие одному из классов. Для построения пространственного распределения классов используются средние значения элементов в них и моноэлементные поля. Решается задача классифицирования: каждая точка по той же сети, что и в моноэлементных полях, относится к одному из выделенных классов, что и подается на печать. Таким образом получается графическая модель пространства в виде карты классов и таблицы, в которой приводятся характеристики классов. Классификация точек в  $m$ -мерном признаковом пространстве проводится независимо от координат точек  $(x, y)$  на площади опробования. Построению полиэлементной карты (карты ассоциаций) предшествует построение моноэлементных карт (карт моноэлементных полей). Моноэлементные поля строятся путем интерполяции данных опробования на дискретном множестве точек. Это множество дается в пространстве, отображающем сеть опробования, которая может быть не обязательно правильной формы. При построении поля вычисляются значения в узлах регулярной сети. Интерполяция может проводиться как без использования направлений геологических структур, так и с использованием.

## 1.2. ВЫДЕЛЕНИЕ АССОЦИАЦИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ МЕТОДОМ АВТОМАТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ

Математическое описание метода и алгоритм классификации приводятся полностью из работы В.Н. Евдокимовой /1984/.

Результаты опробования исследуемой природной системы, как отмечалось выше, представляются в виде матрицы концентраций химических элементов:

$$Z = \begin{pmatrix} z_{11} \dots z_{15} \dots z_{1m} \\ z_{i1} \dots z_{ij} \dots z_{im} \\ z_{n1} \dots z_{nj} \dots z_{nm} \end{pmatrix}.$$

Каждый из столбцов матрицы  $Z$  — концентрация одного из химических элементов, а каждая из строк — концентрация в пробе всех анализируемых химических элементов.

В матрице  $Z$  — находит отражение качественный и количественный состав всех разновидностей слагающих природную систему горных пород, руд, гидротермально измененного пространства. Это дает нам основание рассматривать матрицу  $Z$  как характеристику многомерного процесса, причем неоднородного и нестационарного, или как совокупность многомерных величин  $Z^1, Z^2, \dots, Z^i, \dots, Z^k$ . Геохимические данные являются отражением непосредственных свойств природных систем, и разделение матрицы  $Z$  на совокупность  $Z^1, Z^2, \dots, Z^i, \dots, Z^k$  при пространственной их привязке означает решение задачи выделения и классификации сложных объектов. В последние годы появились работы по использованию и разработке методов классификации и анализа многомерных данных /Бугаец, Дуденко, 1976; и др./.

При применении методов многомерного анализа для сопоставления концентраций различных химических элементов между собой матрица  $Z$ , как правило, преобразуется. Наиболее распространенной в настоящее время является нормировка элементов столбцов матрицы  $Z$  по математическому ожиданию и дисперсии.

Каждый элемент  $z_{ij}$  матрицы  $Z$  преобразуется по формуле

$$z_{ij}^1 = \frac{z_{ij} - M(z_j)}{\sigma(z_j)}. \quad (1)$$

$$M(z_j) = \frac{\sum_{i=1}^n z_{ij}}{n}, \quad \sigma(z_j) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n z_{ij}^2}{n} - \left(\frac{\sum_{i=1}^n z_{ij}}{n}\right)^2}, \quad j = \overline{1, m}.$$

Сумма произведений соответствующих значений двух столбцов матрицы  $Z$ , элементы которой преобразованы по формуле (1), дает коэффициент корреляции  $K(z_j, z_{j+k})$ , так как

$$K(z_j, z_{j+k}) = \frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (z_{ij} - M(z_j))(z_{ij+k} - M(z_{j+k}))}{\sigma(z_j) \cdot \sigma(z_{j+k})}.$$

При нормировке по формуле (1) результаты решений непосредственно зависят от количества точек в выборке  $n$ , кроме того, небольшие случайные изменения матрицы  $Z$ , например включение нескольких проб с большими концентрациями некоторых элементов, могут значительно изменить математическое ожидание  $M(z_j)$  и среднеквадратическое отклонение  $\sigma(z_j)$  элементов, а следовательно, и конечные результаты. Интерпретация результатов при этом затруднительна, так как основное исходное преобразование матрицы было проведено формально и основывалось на случайном характере матрицы  $Z$ . Применение преобразования (1) доступно только при исследовании однородной совокупности, не зависящей от объема выборки, при устойчивых значениях  $M(z_j)$  и  $\sigma(z_j)$ , при непрерывном изменении исследуемых элементов.

Менее формально преобразование элементов матрицы  $Z$  предложено В.Н. Бондаренко [Бондаренко и др., 1975]. Анализ матрицы  $Z$  предлагается проводить на основе использования матрицы коэффициентов вариации. Предварительно матрица  $Z$  разбивается на подматрицы, каждая из которых содержит в качестве строк данные проб, принадлежащие пространству одной вмещающей породы. В каждой такой подматрице ее элементы преобразуются по формуле

$$z_{ij} = \frac{z_{ij} - M(z_j)}{M(z_j)}$$

В результате весь дальнейший анализ будет проводиться на однородном фоне, постоянном для этой матрицы. Но остается зависимость математического ожидания от количества строк в подматрице и от количества составляющих эту матрицу строк.

Возможны различные приемы нормировки элементов матрицы  $Z$ .

В частности, можно предложить преобразование элементов матрицы  $Z$

по формуле

$$z'_{ij} = \frac{z_{ij}}{A_j}, \quad j = \overline{1, m}, \quad (2)$$

где  $A_j$  - некоторые const. Const  $A_j$  могут быть выбраны различными способами. За  $A_j$  могут быть взяты фоновые значения или кларковые содержания элементов.

При преобразовании элементов матрицы  $Z$  по формуле (2) результаты выделения подсистем  $Z^1, Z^2, \dots, Z^L, \dots, Z^K$  не зависят от  $n$  и от составляющих эту матрицу случайных величин. Становится безразличным, какое количество проб взято в матрице  $Z$  по различным, различающимся между собой объектам.

Если геологическое пространство сложено различными породами, то разделение матрицы  $Z$  на подматрицы соответственно принадлежности проб этим породам и деление концентраций элементов этих матриц на соответствующие фоновые содержания исключает из дальнейшего решения фактор влияния пород.

Существование отрицательных аномалий учитывается при решении задачи автоматической классификации путем следующего преобразования:

$$z'_{ij} = \begin{cases} \frac{z_{ij}}{A_j} - 1, & \text{если } z_{ij} \geq A_j, \\ 1 - \frac{A_j}{z_{ij}}, & \text{если } z_{ij} < A_j. \end{cases} \quad (3)$$

Например, пусть наблюдаемые концентрации химического элемента в двух пробах соответственно 10 и 2,5, а нормирующий множитель  $A_j = 5$ . Тогда контрастность первого наблюдения  $\frac{10}{5} = 2$ , а второго  $\frac{2,5}{5} = 0,5$ .

На числовой оси это существенно разные значения. Нам же желательно иметь в этих случаях относительно одинаковые меры, причем переход от контрастностей положительных к отрицательным должен быть непрерывным. Преобразование по формуле (3) вводит одинаковую меру значимостей для значений как выше, так и ниже фоновых. Действительно,  $\frac{10}{5} - 1 = 1$  и  $12 - \frac{5}{2,5} = -1$ , т.е. мера измерения для значений в 2 раза выше и в 2 раза ниже фона одинакова. Эта мера непрерывна в области 0.

В дальнейшем описании метода и алгоритма автоматической классификации будем считать, что элементы матрицы  $Z$  преобразованы по формуле (3) и, таким образом, исходными данными для выделения ассоциаций является преобразованная матрица.

Каждая строка в матрице  $Z$  есть точка-вектор  $Z_i$  в пространстве признаков

$$Z_i = (z_{i1}, z_{i2}, \dots, z_{ij}, \dots, z_{im}).$$

Размерность пространства признаков  $m$  равна количеству анализируемых химических элементов. Совокупность многомерных случайных величин может быть образована всевозможными способами из строк-векторов  $Z_i$  ( $i = \overline{1, n}$ ) матрицы  $Z$ . Крайние случаи возможного образования групп: все строки мат-

рицы  $Z$  объединены в одну группу и каждая строка представляет собой группу.

Алгоритмы группирования — это правила составления групп. Например, простейшим алгоритмом группирования является полный перебор, при котором строки матрицы  $Z$  всевозможными способами объединяются в группы. Осуществление полного перебора для матрицы  $Z$  больших размеров трудно реализовать. В задачах же автоматической классификации основные затраты машинного времени связаны именно с процедурами группирования. Поэтому выбор алгоритма группирования — один из важнейших моментов при решении задачи автоматической классификации.

Удобным в реализации является алгоритм группирования с помощью гиперсфер. В признаковом пространстве выбирается точка  $Q_0$ , которая служит центром начальной гиперсферы или началом отсчета, задается также радиус гиперсферы  $R_0$ . Находятся все точки-векторы, попавшие в гиперсферу радиуса с центром в точке  $Q_0$ . Находится центр тяжести  $Q_1$  для точек, попавших внутрь этой гиперсферы. Если центры тяжести  $Q_0$  и  $Q_1$  совпадают, то группа считается выделенной. Если точки  $Q_0$  и  $Q_1$  не совпадают, то точка  $Q_1$  принимается за новый центр гиперсферы, и вновь находятся точки, попавшие уже в гиперсферу радиуса  $R_0$  с центром в точке  $Q_1$ . Процедура повторяется до тех пор, пока последующий центр тяжести  $Q_{\tau+1}$  не совпадет с предыдущим  $Q_\tau$ . Тогда группа считается выделенной и состоящей из тех точек-векторов  $Z_i$  матрицы  $Z$ , которые попали внутрь гиперсферы радиуса  $R_0$  с центром в точке  $Q_{\tau+1}$ .

Алгоритм группирования с помощью гиперсфер нагляден, имеет простую геометрическую интерпретацию, его нетрудно реализовать. Алгоритм удовлетворяет первому условию выделения классов. Действительно, в одну группу попадают точки-векторы, компоненты у которых близки между собой, т.е. в одну группу попадают пробы с близкими концентрациями соответствующих элементов. Но выделенная таким образом группа должна еще удовлетворять второму условию — для точек, принадлежащих одному классу, должно существовать одно основное соотношение между элементами, или выделенная группа точек-векторов только в том случае принадлежит одному классу, если для нее выполняется условие однородности.

Для анализа группы на однородность применим метод главных компонент. Можно сказать, что смысл применения метода главных компонент состоит в оптимальной аппроксимации заданной совокупности точек и использовании получаемых параметров.

Естественно, что, чем однороднее совокупность, тем точнее может быть проведена ее аппроксимация. Смешение точек, принадлежащих разным совокупностям, имеющих различную генетическую сущность, приведет к чисто формальному решению, интерпретировать которое будет трудно. Поэтому метод главных компонент применяется для каждой группы отдельно. Применение метода главных компонент и интерпретация получаемых решений основывается на следующих его свойствах. Исследуемая совокупность точек из заданной системы координат переводится в новую, более сложную систему. Каждая из координат этой системы является линейной комбинацией признаков исходной системы. Эти линейные комбинации признаков исходной системы выражаются собственными векторами, в общем случае, ковариационной матрицы, составленной относительно столбцов матрицы  $Z$  (напомним, что элементы матрицы  $Z$  предварительно нормированы).

Одной из привлекательных особенностей метода главных компонент является то, что каждому собственному вектору ставится в соответствие собственное значение ковариационной матрицы. Собственные значения выражают меру значимости координат новой системы. Основа метода главных компонент — нахождение собственных значений  $\rho_1, \dots, \rho_j, \dots, \rho_m$  и собственных векторов  $U_j = (u_{j1}, u_{j2}, \dots, u_{jm})$  ковариационной матрицы

$$\sigma = (\sigma_{ij}), \quad j = \overline{1, m}, \quad i = \overline{1, m}. \quad (4)$$

Элементы матрицы (4) вычисляются по формуле

$$\sigma_{ij} = \frac{\sum_{k=1}^n z_{ki} z_{kj}}{n}.$$

Выражением однородности исследуемой совокупности являются собственные значения  $\rho_1, \dots, \rho_j, \dots, \rho_m$ . Чем более равномерно они распределены, тем более неоднородна рассматриваемая статистическая совокупность.

Для сравнения собственных значений между собой удобно нормировать их относительно суммы. Тогда каждое собственное значение  $\rho_j$  показывает процент от общей дисперсии  $m$ -мерной совокупности, которая оценивается соответственным собственным вектором  $U_j$ .

Собственные векторы выражают соотношение между элементами, характерное для совокупности выделенных в группу точек. Выделенная группа в том случае является классом, если для ее точек существует одно соотношение между элементами. Так как возможные существующие соотношения между элементами выражаются собственными векторами, то наиболее характерным для исследуемой группы точек будет тот собственный вектор, для которого соответствующее собственное значение станет наибольшим.

Таким образом, если среди  $\rho_j (j = \overline{1, m})$  существует одно значение  $\rho_\gamma$ , намного большее остальных, такое, что  $\rho_\gamma > a_1$ , где  $a$  — показатель, задаваемый исследователем, то выделенная из матрицы  $Z$  группа точек-векторов является статистически однородной. Для этой группы характерно соотношение между элементами, выражаемое собственным вектором.

$$U_\gamma = (u_{\gamma 1}, \dots, u_{\gamma j}, \dots, u_{\gamma m}).$$

Такая группа считается классом.

Одна из важнейших особенностей применения метода главных компонент — возможность введения оценки информационной значимости элементов как в каждом классе, так и для всех выделенных классов исследуемой совокупности.

Мера информационной значимости  $j$ -го элемента в классе  $L$  вычисляется по формуле

$$I_j^L = \rho_\gamma \frac{(u_{\gamma j}^1)^2}{\sum_{j=1}^m (u_{\gamma j}^1)^2},$$

где  $j$  — номер максимального собственного значения для класса  $L$ , а  $u_{\gamma j}$  — компонента собственного вектора  $U_\gamma$ .

Будем говорить, что класс выделился по координате  $\gamma$  и имеет наименование этой координаты (элемента), если

$$I_{\gamma}^1 > a_3, \quad (5)$$

где  $a_3$  - также наперед заданное число. Класс выделился по координатам  $\gamma_1, \gamma_2, \gamma_\omega$  и имеет наименование этих координат, если для всех них выполняется условие (5). Сформулируем окончательно критерий выделения класса из заданной совокупности точек-векторов, представленной матрицей  $Z$ . Группа точек-векторов, выделенная из строк матрицы  $Z$ , только в том случае является классом, если существует такое собственное значение ковариационной матрицы, которое намного больше, чем все остальные собственные числа.

Таким образом, для каждого из классов должно существовать одно основное соотношение или один такой собственный вектор  $U_\gamma$ , для которого

$$a_1 \leq \rho_\gamma^B \leq a_2, \quad (6)$$

где  $a_1$  и  $a_2$  - наперед заданные числа, близкие к единице, а

$$\rho_\gamma^B = \frac{\rho_\gamma}{\sum_{j=1}^n \rho_j}.$$

Мера информационной значимости для  $j$ -й координаты в совокупности в целом определяется по формуле

$$I_j = \sum_{l=1}^k I_{jl}^1 \cdot n_l / \sum_{l=1}^k n_l,$$

где  $k$  - количество классов исследуемой совокупности,  $n_l$  - количество точек, попавших в класс  $l$ . Чем выше информационная значимость элементов, тем большую роль они играют при разделении ее на классы, а роль элементов, имеющих низкую информативность, бывает незначительна или даже разделение на классы может проходить без учета этих элементов.

Приведенные оценки меры информационной значимости элементов являются формальными. Элементы с более низкой информационной значимостью могут быть также необходимы в исследуемой природной системе. Поэтому, чтобы выявить роль менее информативных элементов, выделяются классы с одним и тем же главным элементом. Из матрицы  $Z$  выбираются точки, принадлежащие этим классам. Из этих точек составляется новая исходная матрица, в которой отсутствует столбец, соответствующий главному элементу. И все процедуры автоматической классификации повторяются. Таким образом строится система классов иерархической структуры.

Методы выделения групп и критерии определения класса предполагают для характеристики класса применять следующие параметры: средние значения коэффициентов контрастности -  $M^1(Z_j)_{\text{конт}}$ ; средние значения концентрации -  $M^1(Z_j)$ ; среднеквадратические отклонения -  $d^1(Z_j)$ ; коэффициенты вариации  $V^1(Z_j)$ ,  $j = \overline{1, m}$ ,  $k = \overline{1, l}$ ,  $k$  - количество классов.

Приведем алгоритм автоматической классификации.

1. В соответствии с заданными фоновыми содержаниями проводится преобразование элементов матрицы  $Z$  по формулам:

$$Z_{ij}^1 = \begin{cases} \frac{z_{ij}}{A_j} - 1, & \text{если } z_{ij} \geq A_j, \\ A_j, & \\ 1 - \frac{A_j}{z_{ij}}, & \text{если } z_{ij} < A_j. \end{cases}$$

Преобразованные элементы  $Z_{ij}^1$  заносим на те же места в матрице  $Z$ .

2. Формируем массив  $K$  ( $k_1, k_2, \dots, k_n$ ) - номеров класса. Количество элементов в массиве  $n$  равно количеству строк исходной матрицы  $Z$ . В результате классификации каждый элемент массива  $K$  будет номером класса  $l$ , которому принадлежит соответствующая точка. На первом этапе заполняется массив  $K$  единицами. В данном случае это номер выделяемого класса  $l = 1$ .

3. Вычисление  $R_T$  - радиуса начальной гиперсферы:

$$R_T = 5 \ln R_0 \text{ и } \Delta R = \frac{R_T}{5},$$

$$R_0 = \max_i \left\{ R_i(Q_1, Z_i) \right\},$$

$$R_i(Q_1, Z_i) = \sqrt{\sum_{j=1}^m (z_{ij} - y_{1j})^2}, \quad i = \overline{1, n},$$

$$y_{1j} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n z_{ij}, \quad j = \overline{1, m}.$$

В  $R_0$  посылаем  $R_T$  для хранения. Точка  $Q_1 (y_{11}, \dots, y_{1j}, \dots, y_{1m})$  - это центр тяжести всех точек исходной совокупности в пространстве признаков.  $R_0$  - расстояние от точки  $Q_1$  до самой удаленной от нее точки совокупности.

Введение  $R_T = 5 \ln R_0$  и  $\Delta R = \frac{R_T}{5}$  - начальных параметров гиперсферы сделано чисто эмпирически, исходя из опыта решения большого количества задач.

Заполняется массив  $Q_T (y_{T1}, y_{T2}, \dots, y_{Tm})$  - центр начальной гиперсферы. Полагается  $y_{Tj} = 0, j = \overline{1, m}$ .

Выбор начальной точки центра гиперсферы  $Q_0$  с нулевыми координатами удобен тем, что в первый выделяемый класс попадают точки-векторы, компоненты которых ближе всего к фоновым содержаниям, а последующие выделяемые классы становятся все в большей степени аномальными относительно наиболее информативных элементов.

4. Восстановление центра гиперсферы для начала выделения группы. Массив  $Q_T$  пересылается в массив  $Q_{T+1}$ .

5. Выделение точек, попавших в гиперсферу радиуса  $R_\tau$  с центром в точке  $Q_\tau$ .

Из матрицы  $Z$  выбираем точки, для которых

$$K_i = 1 \text{ и } R_i \leq R_\tau, \quad (7)$$

где

$$R_i = \sqrt{\sum_{j=1}^m (z_{ij} - y_{\tau j})^2}.$$

Вычисляем координаты точки  $Q_{\tau+1} (y_{\tau+1,1}, \dots, y_{\tau+1,m})$ ,

$$y_{\tau+1,j} = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} z_{ij}, \quad j = \overline{1, m},$$

где  $n_1$  — количество точек, для которых выполнено условие (7).

6. Проверка условия выделения группы. Проверяем условие

$$R(Q_\tau, Q_{\tau+1}) < \epsilon, \quad \text{где}$$

$$R(Q_\tau, Q_{\tau+1}) = \sqrt{\sum_{j=1}^m (y_{\tau j} - y_{\tau+1,j})^2}, \quad (8)$$

$\epsilon$  — наперед заданное число, близкое к 0 ( $\approx 0,001$ ). Если условие (8) не выполнено, то элементы массива  $C_\tau$  заменяются на элементы массива  $C_{\tau+1}$  и процедура выделения точек в группы повторяется с пункта 5.

7. Если условие (8) выполнено, то проверяется условие

$$n_1 > 0,005n. \quad (9)$$

Если  $n < 500$ , то условие (9) заменяется условием  $n < 2$ . В случае невыполнения условия (9) группа точек  $n_1$  еще не считается окончательно выделенной, радиус  $R_\tau$  увеличивается на величину  $R_\tau/2$ , и вычисление продолжается с пункта 5.

8. Если условия (8) и (9) выполнены, то группа точек считается выделенной и для нее должно быть проверено условие однородности (6).

По тем точкам, для которых выполнены условия (7), составляется ковариационная матрица

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \dots & \sigma_{1m} \\ \sigma_{m1} & \dots & \sigma_{mm} \end{pmatrix},$$

где

$$\sigma_{ij} = \frac{1}{n_1} \sum_{k=1}^{n_1} z_{k,i} z_{k,j}.$$



9. Для нахождения собственных значений и собственных векторов матрицы  $\sigma$  в математическом обеспечении ЭВМ должна быть стандартная программа. Если стандартной программы нет, то надо ее составить. Итак, имеются собственные векторы

$$U_1 = (u_{11}, \dots, u_{1m}),$$

$$U_j = (u_{j1}, \dots, u_{jm}),$$

$$U_m = (u_{m1}, \dots, u_{mm})$$

и собственные значения  $\rho_1, \dots, \rho_j, \dots, \rho_m$  матрицы  $\sigma$ .

Вычисляем  $s = \sum_{j=1}^m \rho_j$  и находим  $\rho_\gamma = \max_j \left\{ \frac{\rho_j}{s} \right\}$ ,  $j = \overline{1, m}$ . Проверяем условия  $\rho_\gamma > a_2$ , (10)

$$\rho_\gamma < a_1. \quad (11)$$

10. Если условие (11) выполнено, то  $R_\tau$  полагаем равным  $R_\tau - \Delta R$  и вычисления продолжаются с пункта 4.

11. Если выполнено условие (10), то  $R_\tau$  полагаем равным  $R_\tau + \Delta R$  и вычисления продолжаются с пункта 4.

В том и другом случае  $\Delta R$  должно принимать значение порядка  $10^{-2}$  или  $10^{-3}$ . Но это очень увеличивает время решения задачи. В целях сокращения времени решения для вычисления  $\Delta R$  можно использовать метод случайного поиска. Границы изменения  $R_\tau$  и  $\Delta R$  задаются. Значения  $R_\tau$  должны быть заключены в интервале

$$0 < R_\tau \leq 6R_0. \quad (12)$$

Значение  $\Delta R$  не должно быть  $< 0,1$ . Верхняя граница  $\Delta R$  не задается.

12. Если условия (9) и (10) не выполнены, то класс считается выделенным и производятся следующие действия.

а. Определяются номера точек, для которых выполняется условие

$$R(Q_{\tau+1}, Z_i) \leq R_\tau. \quad (13)$$

В массиве  $K$  соответствующие места точек, для которых не выполнено условие (13), заменяются значениями  $1 + 1$ .

Все последующие действия будут проводиться лишь с точками, для которых номер класса равен  $1 + 1$ .

б. Соответственно  $\rho_\gamma^1$  выбирается собственный вектор  $u_\gamma^1$  и вычисляются вероятностные нормированные меры координат (вклад элемента  $j$  в общую элементную нагрузку):

$$I_j^1 = \rho_\gamma^1 \frac{(u_{\gamma j}^1)^2}{\sum_{j=1}^m (u_{\gamma j}^1)^2}, \quad j = \overline{1, m}.$$

в. Вычисляются количественные характеристики точек, для которых выполняется условие (13).

Средние значения коэффициентов контрастности для точек, попавших в класс 1:

$$M^1(Z_j)_{\text{конт.}} = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} z_{ij}, \quad j = \overline{1, m}. \quad (14)$$

Средние концентрации элементов этого класса:

$$M^1(Z_j) = \frac{1}{n_1} \sum_{i=1}^{n_1} z_{ij}, \quad j = \overline{1, m}. \quad (15)$$

Так как  $Z_{ij}$  - преобразованные по формулам (3) элементы исходной матрицы  $Z$ , то перед счетом по формулам (14) и (15) к ним применяется преобразование, обратное (3).

Полагается

$$z_{ij} = \begin{cases} z_{ij} A_j, & \text{если } z_{ij} \geq 0, \\ \frac{A_j}{1 - z_{ij}}, & \text{если } z_{ij} < 0. \end{cases}$$

Считаются также среднеквадратические отклонения элементов:

$$d^1(Z_j) = \frac{\sum_{i=1}^{n_1} z_{ij}^2}{n_1} - \left( \frac{\sum_{i=1}^{n_1} z_{ij}}{n_1} \right)^2, \quad j = \overline{1, m}.$$

Коэффициенты вариации элементов:

$$V^1(Z_j) = d^1(Z_j) / M^1(Z_j), \quad j = \overline{1, m}.$$

13. Полагаем  $n = n - n_1$  и проверяем условие  $n = 0$ .

(16)

Если условие (16) выполнено, то уходим в пункт 15.

14. Изменение центра гиперсферы для выделения следующего класса.

Находятся координаты точки  $Q_2$ , для которой  $R(Q_1, Q_2) =$

$= \min \{ R(Q_1, Z_i) \}$  среди всех  $i$ , для которых  $k_i = 1 + 1$ . Массив

$Q$  заполняется координатами точки  $Q_2$ . Вычисления продолжаются с пункта 4.

15. Конец.

В описанном алгоритме автоматической классификации произвольными, задаваемыми параметрами являются начальная точка для выделения первой группы,  $\text{const } a_1$  и  $a_2$  показателей однородности для  $\rho_\gamma$  при выделении классов и радиус начальной гиперсферы. От выбора радиуса начальной гиперсферы и задаваемых правил его изменения в алгоритме зависит только время решения задач. Константы показателей однородности  $a_1$  и  $a_2$  являются основными задаваемыми параметрами, влияющими на процедуры классифика-

Таблица 2. Пример выдачи ЭВМ параметров и характеристик класса

Характеристика класса	Номера элементов					
	1	2	3	4	5	6
Вклад элементов	0,00	0,04	0,05	0,01	0,03	0,00
Средние значения коэффициентов контрастности	1,7	2,6	2,9	2,1	2,4	0,7
Средние концентрации	5,3	8,0	2,3	0,1	0,5	0,2
Среднеквадратические отклонения	2,3	1,6	0,4	0,07	0,3	0,07
Коэффициенты вариации	0,4	0,2	0,2	0,7	0,5	0,3

Окончание табл. 2

Характеристика класса	Номера элементов					
	7	8	9	10	11	12
Вклад элементов	0,03	0,84	0,01	0,01	0,00	0,00
Средние значения коэффициентов контрастности	1,7	8,8	1,7	0,6	1,4	1,4
Средние концентрации	1,6	4,4	3,5	0,03	0,4	5,7
Среднеквадратические отклонения	1,4	1,1	1,8	1,4	0,3	1,9
Коэффициенты вариации	0,8	0,2	0,5	0,4	0,7	0,3

Примечание. В рассматриваемом классе показатель однородности - 0,83, количество точек - 14, радиус гиперсферы - 6,0.

ции. Если  $a_1$  и  $a_2$  при решении задачи будут завышены, то может выделиться большое количество классов, коэффициенты вариации информативных элементов в классах будут небольшими, конечное решение слишком подробным. Однако, если  $a_1$  и  $a_2$  занижены, то классов выделится мало, решение будет слишком общим и мы получим характеристики для чрезмерно больших участков изучаемого пространства.

Подавляющее большинство удовлетворительных решений было получено при  $a_1 = 0,75$  и  $a_2 = 0,95$ . В задачах, где классов получалось много (более 30), мы полагаем  $a_1 = 0,5$  и  $a_2 = 0,85$ .

В табл. 2 приведен пример выдачи программной автоматической классификации параметров и характеристик одного из классов. В этот класс попало 14 точек. Из таблицы видно, что показатель однородности  $\rho_\gamma = 0,83$ , т.е. находится в допустимых пределах. Главными, наиболее информативными элементами являются 8, 3, 2, 5 и 4 со средними коэффициентами контрастности 8,8; 2,9; 2,6; 2,4 и 2,0. Коэффициенты вариации для всех элементов изменяются от 0,2 до 0,8, т.е. совокупность достаточно однородна по всем элементам.

Поскольку выделение совокупностей элементов производится по величинам КК, необходимо к таблицам-матрицам давать фоновые содержания.

### 1.3. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОНОВЫХ ЗНАЧЕНИЙ СОДЕРЖАНИЙ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Фоновые содержания определяются геологом по существующим инструкциям путем построения кумулятивных графиков на вероятностной бумаге /Инструкция..., 1965/. Затруднения в этом способе обработки данных геохимических съемок возникают иногда в связи с неоднородностью распределения содержаний элементов на участках, выбранных для определения фона.

Неоднородность суммарного распределения может быть обусловлена следующими причинами: наличием проб различного характера материала по крупности, содержанию органического вещества, гидроокислов железа и т.д.; различными ландшафтами и типами пород; наличием минерализации (гидротермально измененных пород или оруденения). В соответствии с этим приведем два примера определения фоновых содержаний, где суммарное содержание элементов складывается из двух составляющих — фоновых и аномальных.

Было проведено изучение распределения золота в пределах Балейского рудного поля, вдали от известных рудных тел. Опробование проводилось по скважинам. Всего отобрано около 2000 проб.

В результате получают данные, характеризующие величину концентраций золота в породах различного типа и распределение его в толще осадочных отложений. Из рис. 1 видно, что распределение золота в различных типах пород в целом или отдельно по достаточно широким интервалам концентраций соответствует логарифмически нормальному закону (в полулогарифмическом изображении кумулятивные графики с допустимым приближением аппроксимируются прямыми линиями). Содержания золота вычислялись как средние арифметические. Из табл. 3 можно видеть, что среднеарифметические величины систематически отличаются от среднегеометрических, но порядок различий концентраций между породами разного типа сохраняется.

Кумулятивные графики строились общепринятым способом. На основе фактического расположения точек проводились осредняющие прямые линии во всей наблюдаемой области концентраций или раздельно по ее интервалам; допустимость аппроксимации фактического распределения прямолинейным (в логарифмическом изображении) в каждом случае проверялась по критерию Колмогорова. На рис. 1 перенесены эти осредняющие линии. Если фактическое распределение характеризовалось значительным разбросом точек (что бывает, главным образом, при малом числе проб), взамен аппроксимирующей прямой линии условно применялось изображение разброса в виде ограничивающего ее контура. Из таблицы и графика видно, что концентрации золота в осадочных породах сильно варьируют — от  $n \cdot 10^{-8}$  до  $n \cdot 10^{-4}$  %, т.е. в пределах четырех математических порядков, а в среднем для типов пород приблизительно от  $1 \cdot 10^{-7}$  до  $1 \cdot 10^{-6}$  %.

Повышенными содержаниями золота, как правило, отличаются породы темно-серого цвета, обусловленного наличием в них органических веществ и красноватых, буроватых тонов окраски, связанных с наличием окислов и гидроокислов железа. Кумулятивные графики золота в темно-серых и красных породах отчетливо смещены вправо, в область более высоких содержаний. Расчет доверительных интервалов (см. табл. 3) показывает, что в каждом частном случае статистическая значимость различий средних концентраций обычно не очень высока (68%-ный доверительный уровень), хотя в некоторых случаях, при сопоставлении пород одинакового гранулометрического состава, различия статистически значимы на 95%-ном и даже на 99,9%-ном доверительном уровне. Но в целом, учитывая, что практически всегда получается один

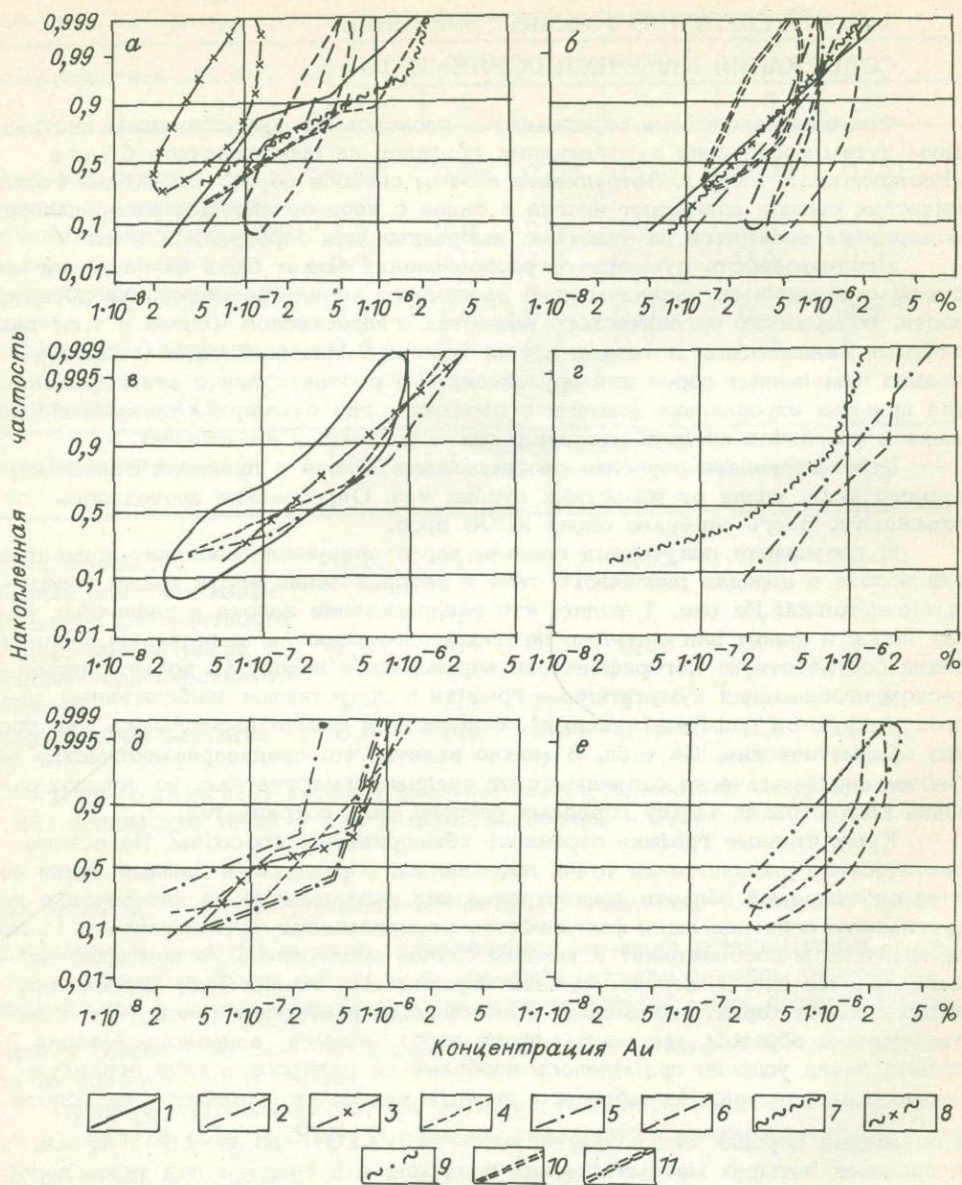


Рис. 1. Кумулятивные графики концентраций золота в осадочных породах рудного поля.

а, б - породы тергенской свиты: а - серые, б - темно-серые и красные; в, г - породы балейской свиты: в - серые, г - темно-серые; д, е - породы верхней свиты: д - серые, е - темно-серые. 1 - конгломераты; 2 - заполняющий материал конгломератов; 3 - гравелиты; 4, 5 - песчаники крупнозернистые (4) и мелкозернистые (5); 6 - алевролиты; 7 - галька конгломератов; 8 - паттумы; 9 - алевролиты черные; 10 - песчаники красные; 11 - крупнообломочные плохо сортированные отложения.

Таблица 3. Концентрации золота в породах балейской свиты рудного поля, мг/т

Порода	Число проб	Интервалы варьирования	Содержание		Дисперсия логарифмов концентраций	Доверительные интервалы среднегеометрического содержания с вероятностями, %		
			Среднее геометрическое	Среднее арифметическое		68	95	99,7
Серые породы								
Конгломераты	68	0,25-6,7	1,0	1,4	0,1117	0,9-1,1	0,8-1,2	0,7-1,4
Заполняющий материал конгломератов	30	0,5-5,0	1,7	1,8	0,0541	1,6-1,9	1,4-2,1	1,3-2,3
Галька конгломератов	49	0,4-24,0	1,5	3,3	0,0152	1,5-1,6	1,4-1,7	1,3-1,8
Гравелиты	8	0,25-1,1	0,5	0,6	0,0708	0,4-0,6	0,3-0,8	0,3-1,0
Песчаники крупнозернистые	28	0,25-25,0	1,9	4,0	0,2381	1,6-3,5	2,2-4,0	1,9-4,6
Песчаники средне- и мелкозернистые	16	0,5-7,9	1,6	2,7	0,1984	1,3-2,1	1,0-2,7	0,8-3,5
Алевролиты. Темно-серые породы	12	1,3-5,7	2,4	2,7	0,4776	1,5-3,9	0,9-6,2	0,6-10,0
Песчаники мелкозернистые	16	0,5-7,9	1,6	2,7	0,1984	1,3-2,1	1,0-2,7	0,9-3,5
Алевролиты	17	4,5-16,7	10,0	10,0	0,0486	11,3-12,8	7,8-14,4	6,9-18,9
Красные породы								
Конгломераты	33	0,5-32,0	2,5	3,7	0,1307	2,0-2,7	1,7-3,1	1,5-3,7
Заполняющий материал конгломератов	52	0,5-27,5	3,0	4,4	0,2090	2,6-3,5	2,2-4,0	1,9-4,6
Паттумы	16	0,7-6,0	2,5	3,0	0,0787	2,1-2,9	1,8-3,4	1,6-4,0
Песчаники мелкозернистые	10	3,0-10,2	5,7	6,4	0,4290	3,5-9,2	2,2-14,7	1,3-24,5

и тот же результат, мы можем считать, что вывод о повышенных содержаниях золота в породах темно-серого и красного цветов вполне надежен.

Анализ распределения золота в зависимости от гранулометрического состава пород показывает, что в общем, за исключением случаев, связанных с россыпеобразованием, наблюдается тенденция повышения концентраций золота по мере уменьшения крупности составляющих породы обломков — от конгломератов и гравелитов к песчанникам и алевролитам. Однако не ясно, связано ли это непосредственно с гранулометрическим составом или указанная тенденция объясняется тем, что мелкозернистые породы, как правило, характеризуются более высоким содержанием органических веществ, а также окислов и гидроокислов железа.

Еще одна существенная закономерность распределения золота в осадочных отложениях заключается в том, что в темно-серых и красных породах распределение в большинстве случаев достаточно близко соответствует однородному, в породах же серого цвета почти всегда наблюдаются признаки неоднородного распределения. Это выражается в том, что в полулогарифмическом изображении на вероятностных палетках накопленные частоты концентрации золота в серых породах с удовлетворительным приближением аппроксимируются двумя прямыми линиями: одна — в области низких, другая — более высоких концентраций с переходной областью между ними. Исходя из предположения, что каждый из прямолинейных отрезков соответствует однородному распределению логарифмически нормального типа, мы сделали попытку разделить их. Разделение производилось по методу К. Ли — А. Пирсона и более простым, хотя и приближенным графическим способом, сущность которого сводится к следующему.

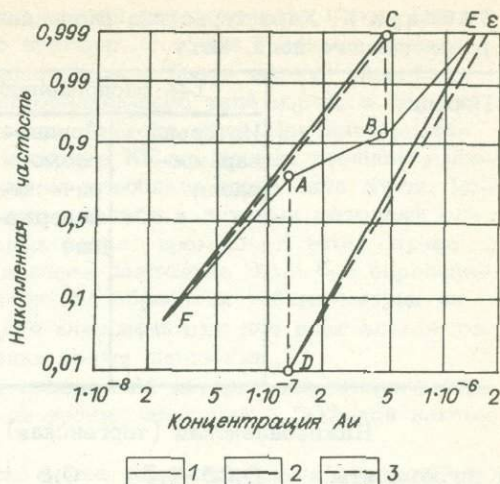
Если два распределения очень резко отличаются друг от друга по величине концентраций, то на вероятностной палетке они будут иметь вид двух линий, расположенных на практически не перекрывающихся интервалах концентраций. Если же различие меньшее, возникает переходный интервал, в пределах которого на частоте встречаемости соответствующих концентраций влияют оба распределения. С достаточной для практических целей точностью можно принять, что этот интервал расположен между точками, в которых в обоих распределениях начинается заметное устойчивое отклонение от аппроксимирующих прямых.

Поэтому можно считать, что точка отклонения от прямой, расположенной в области низких концентраций, соответствует нижнему пределу варьирования концентраций второго распределения (расположенного в области высоких концентраций). Точно так же точка начала отклонений от прямой, аппроксимирующей второе распределение, соответствует верхнему пределу варьирования концентраций первого распределения. На этой основе далее легко могут быть построены характерные точки и аппроксимирующие каждое распределение прямые линии (рис. 2).

Проекция точки А на ось абсцисс, т.е. точка D (точнее, точка, расположенная несколько левее ее) может быть принята за начало кумуляты второго распределения, где накопленная частота близка к нулю. Величине накопленной частоты второго распределения, близкой к 100 %, будет отвечать наивысшая концентрация суммарного распределения (точка Е). Соединяя точки D и Е прямой линией, получаем положение кумуляты второго распределения накопленной частоты, близкой к 100 %. Положение накопленной частоты первого распределения, близкой к нулю, остается неизвестным, но для случаев, когда количество проб, относящихся ко второму распределению, не большое, как это имеет место во всех исследованных нами распределениях, кумуляту первого распределения приближенно можно определить, соединив точку С с начальной точкой суммарной кумуляты, поскольку величины на компи-

Рис. 2. Разделение суммарного распределения на два однородных (серые конгломераты, тергенская свита, 68 проб).

1 - аппроксимирующий кумулятивный график суммарного распределения; 2, 3 - кумуляты однородных распределений, получаемые графическим способом (2) и по способу Ли - Пирсона (3). FA - отрезок кумуляты суммарного распределения, соответствующий первому распределению; A - точка начала отклонения суммарной кумуляты от первого распределения; AB - переходная область; B - точка начала отклонения суммарной кумуляты от второго распределения; BE - отрезок кумуляты суммарного распределения, соответствующий второму распределению.



лексной частоты этого уровня концентраций для первого и суммарного распределений не будут сильно различаться.

На рис. 2 изображены также результаты разделения неоднородного распределения способом К. Ли - А. Пирсона. Проверка показала, что и в других случаях способ Ли - Пирсона и примененный нами приближенный графический способ дают близкие результаты. При еще меньших различиях между двумя распределениями переходная область кумуляты исчезает и, очевидно, разделение неоднородного распределения графическим способом становится невозможным. В этих случаях разделение на неоднородные распределения проводилось по Ли - Пирсону. С построенных кумулят легко снимаются параметры каждого из однородных распределений (средние и дисперсии).

Полученные указанным образом данные приведены в табл. 4. Можно видеть, что первые распределения во всех типах пород характеризуются невысокими содержаниями золота - при колебаниях от величин порядка  $10^{-8}$  % до  $(4-6) \cdot 10^{-7}$  %, редко до  $(9-10) \cdot 10^{-7}$  % средние концентрации этого распределения обычно находятся на уровне несколько ниже  $1 \cdot 10^{-7}$  % и лишь в верхних свитах повышаются до  $(1-2) \cdot 10^{-7}$  %. Во втором распределении максимальные концентрации частот достигают  $(1-2,5) \cdot 10^{-6}$  %, а средние колеблются в пределах  $(3-6,5) \cdot 10^{-7}$  %.

Необходимо сделать следующее замечание. Часто об однородности распределения и соответствии его тому или иному закону судят по значениям признака, располагающимся в средней части интервала варьирования, считая, что возможные отклонения в области самых высоких и самых низких значений объясняются случайными причинами. Однако допустимо, что эти отклонения связаны с сущностью обусловивших характер распределения процессов. В нашем случае наибольшие отклонения приурочены к ряду высоких величин и редко фиксируются в интервале малых величин.

Можно предположить, что они связаны с особыми геологическими обстановками или с определенными частями стратиграфического разреза, в пределах которого происходили процессы, приводившие к возникновению высоких концентраций золота на фоне более низких.

Таблица 4. Характеристика распределений концентраций золота в серых породах рудного поля, мг/т

Порода	1-е распределение			2-е распределение		
	Интервал варьирования	Среднегеометрическое содержание	Дисперсия логарифмов	Интервал варьирования	Среднегеометрическое содержание	Дисперсия логарифмов концентрации

Нижнебале́йская (тергенская) свита

Конгломераты	0,25-4,5	0,8	0,08	1,5-6,7	4,2	0,04
Заполняющий материал конгломератов	0,5-3,3	0,9	0,04	1,5-5,0	2,8	0,004
Галька конгломератов	0,4-4,0	0,8	0,01	1,4-24,0	4,7	0,09
Песчаники крупнозернистые	0,25-10,0	0,7	0,15	5,0-25,0	6,5	0,04
Песчаники средне- и мелкозернистые	0,5-5,5	1,0	0,08	2,7-7,9	4,4	0,004

Среднебале́йская свита

Песчаники крупнозернистые	0,25-5,5	0,6	0,24	1,8-19,0	4,4	0,13
Песчаники средне- и мелкозернистые	0,25-9,0	0,9	0,35	1,0-25,0	5,2	0,17
Алевриты	0,25-7,5	0,8	0,32	1,8-11,0	5,9	0,12

Верхнебале́йская и новотроицкая серии

Крупнообломочные, слабо сортированные породы ("глибовый горизонт")	0,5-4,5	2,0	0,18	4,2-10,0	6,3	0,001
Гравелиты	0,5-5,0	1,1	0,08	1,0-9,0	3,6	0,04
Песчаники крупнозернистые	0,25-5,0	1,3	0,27	2,6-15,0	5,0	0,09

Можно полагать, что распределение более высоких концентраций золота в разрезе осадочных отложений связано с механическим концентрированием золота, приводящим к образованию россыпей.

В случае проведенной мелкомасштабной геохимической съемки на большой территории, где имеются геологические образования различного литологического состава или генезиса (осадочные, интрузивные породы различной кислотности и т.д. с различными фоновыми содержаниями ряда элементов) в

принципе необходимо определить фон для каждой разновидности пород. Однако эта операция требует значительного времени. В связи с этим в данном случае для ускорения подготовки материала можно брать единый условный фон для всей территории – кларк для преобладающего типа пород, в случаях магматических пород – с учетом их геохимического типа. При интерпретации геолог должен иметь в виду, что истинные КК на разных площадях, резко отличных по литологическому составу от преобладающего типа пород, могут быть несколько различны. Можно пользоваться и другими методами определения фона, требующими минимальных затрат времени. В этом случае таблицы-матрицы для решения задачи вначале даются на ЭВМ без определения фоновых значений. После предварительной обработки таблиц-матриц на ЭВМ даются характеристики выборки для классификации для всех элементов. По ним и определяются фоновые значения тремя способами.

1. Для элементов, распределение содержаний которых характеризуется одним максимумом, фон определяется по уровню значений с 50%-ной накопленной частотой.

Пример. Распределение содержаний олова характеризуется следующими данными, полученными с ЭВМ:

$C (n \cdot 10^{-4} \%)$	Частота встречаемости	Накопленная частота, %
3,30	1	0,70
4,05	42	30,28
5,47	52	66,90
6,04	35	91,55
8,15	9	97,89
11,01	3	100

Предел обнаружения Sn анализом –  $2 \cdot 10^{-4} \%$ . Пятидесятипроцентной накопленной частоты здесь соответствуют значения, находящиеся в промежутке между 4,05 и 5,47. Поэтому принимаем за фон значение, равное  $5 \cdot 10^{-4} \%$ .

2. Для элементов, распределение содержаний которых характеризуется двумя или более максимумами, фон определяется по уровню максимального количества проб первого распределения.

Пример. Распределение содержаний бора характеризуется следующими данными, полученными с ЭВМ:

$C (n \cdot 10^{-3} \%)$	Частота встречаемости	Накопленная частота, %
1,11	2	1,41
2,01	37	27,46
3,00	36	52,82
4,06	5	56,34
5,47	4	59,15
6,05	46	91,15
8,17	4	94,37
11,02	6	98,59
20,09	2	100,00

Предел обнаружения В -  $1 \cdot 10^{-3}$  %. Максимальному количеству проб первого распределения (37) здесь соответствует содержание  $2 \cdot 10^{-3}$  %, которое и принимается за фоновое значение.

3. Для элементов, распределение содержаний которых характеризуется одним максимумом, приходящимся на пробы с не обнаруженными в них содержаниями при данном пределе обнаружения анализа. Здесь могут быть два случая.

а. Значение максимума, соответствующее половине предела обнаружения анализа, равно или близко к кларку.

Здесь фон принимается равным половине значения предела обнаружения.

Пример. Распределение содержаний висмута характеризуется следующими данными, полученными с ЭВМ:

C ( $n \cdot 10^{-5}$ %)	Частота встречаемости	Накопленная частотность, %
1,66	116	81,69
3,02	25	99,30
10,03	1	100,00

Предел обнаружения Вi  $3 \cdot 10^{-5}$  %. Не обнаружен висмут в 116 пробах, и в таблице-матрице проставлено вместо прочерков значение, равное половине предела обнаружения, т.е.  $1,5 \cdot 10^{-5}$  %. Кларк висмута  $1,7 \cdot 10^{-5}$  %. Поэтому принимаем 1,66, или округленно  $1,7 \cdot 10^{-5}$  %, за фон для данной выборки.

б. Значение максимума, соответствующее половине предела обнаружения анализа, отличающееся от кларка на один - два или более порядков. Здесь фон принимается условно равным половине значения предела обнаружения, но при интерпретации геолог должен иметь в виду, что истинные значения КК будут отличаться от выдаваемых ЭВМ соответственно на 1-2 или более порядков. Если фон принять равным кларку, выдаваемые с ЭВМ КК для данного элемента будут ближе к истинным значениям.

Пример. Распределение содержаний сурьмы характеризуется следующими данными, полученными с ЭВМ:

C ( $n \cdot 10^{-3}$ %)	Частота встречаемости	Накопленная частотность, %
1,0	136	95,77
2,03	4	98,59
20,22	1	99,30
30,17	1	100,00

Предел обнаружения Sb  $2 \cdot 10^{-3}$  %. Как видно, в 95,77 % проб сурьма при пределе обнаружения  $2 \cdot 10^{-3}$  % не обнаружена.

Если в связи с очень низкой чувствительностью анализа принять за фон  $1 \cdot 10^{-3}$  %, т.е. значение, равное половине предела обнаружения, то максимальный КК будет равен 30. Фактически, если повысить чувствительность анализа до кларкового значения (для Sb =  $2 \cdot 10^{-5}$  %), то максимальные значения КК будут равны 3000.

Однако следует иметь в виду, что принятие истинного фона для единичных элементов обуславливает очень высокие КК содержаний. Это, в свою очередь, усложняет задачу классификации. С одной стороны, увеличивается количество получаемых на ЭВМ классов, что не желательно; с другой — эти элементы будут главенствующими в таблице КК, и на этом фоне роль остальных элементов с меньшими КК будет "завуалирована". В этих случаях можно решать задачу дважды: с высококонтрастными элементами и без них. Но решение задачи дважды ведет к увеличению сроков обработки материала и удорожанию работ. Поэтому наиболее приемлемо для работы на ЭВМ с данной программой — принятие для решения условного фона, равного половине значения предела обнаружения анализа. Следует лишь не забывать в этом случае обязательно корректировать при интерпретации таблицу КК (давать истинные значения КК для всех элементов).

Нередко при изучении месторождений геологу необходимо решить задачу взаимосвязи содержаний химических элементов с другими параметрами, например содержаниями породообразующих элементов (окислов), с данными деформации, геофизическими или какими-либо иными геологическими параметрами. Эти различные параметры могут быть также введены в таблицы-матрицы под основными индексами. Обязательным условием в этом случае является задание "фона" для этих параметров, поскольку, как отмечается выше, выделение совокупностей производится по величине КК. В этих случаях, как правило, за "фон" принимаются нижние значения этих параметров.

Кроме таблицы-матрицы на ЭВМ представляется схема опробования, с которой сняты координаты. Схема дается с целью сверки таковой, полученной на ЭВМ. При расположении координат следует руководствоваться следующими соображениями. Целесообразно располагать одну из координат параллельно профилям опробования (если есть геометрическая сеть опробования), так как в этом случае проще снимать координаты. Координаты принимаются условно в миллиметрах; при этом необходимо учитывать, что ширина печатного листа на ЭВМ равна 40 см, поэтому размер схемы по координате "х" желательно иметь не более 40 см; если заснятая площадь по ширине в данном масштабе более 40 см, производится распечатка на ЭВМ на двух листах и приходится затем их склеивать. Минимальное расстояние по ширине схемы в принципе может определяться несколькими точками опробования, однако такие схемы весьма нежелательны из-за нерационального расхода печатного листа. Длина по оси "у" (в длину печатного листа) может быть любых размеров. Минимальное расстояние между точками опробования в масштабе представляемой схемы определяется техническими возможностями печатного устройства и должно быть не менее 3 мм; в случае более частого опробования производится осреднение параметров двух (или более) соседних точек опробования.

Возможны варианты получения на ЭВМ геохимических карт в большем или меньшем масштабе по сравнению с масштабом представляемой геологом схемы опробования.

Следует остановиться еще на одной особенности метода. При построении карт в некоторых случаях задавали направление интерполяции по геологическим соображениям. Как показал опыт решения задач, принятие направления интерполяции нецелесообразно по следующим причинам. Во-первых, введение направления интерполяции усложняет решение и увеличивает время обработки; во-вторых, для правильного изображения полей концентраций элементов приходится применять переменное направление интерполяции, что еще более усложняет процесс решения. В-третьих, принятое направление интерполяции может на части, а иногда и на всей изучаемой площади не соответствовать действительному направлению контролирующих структур, что приводит

к искажению природного распределения элементов. Опыт работ показал также, что построение геохимических полей без применения направления интерполяции в общем правильно рисует модель геохимического поля, выделяя при этом природное направление рудоконтролирующих и рудовмещающих структур.

Изложенная постановка задачи позволила разработать и применить метод, дающий возможность автоматического построения эмпирических моделей рудных полей.

Метод МП разрабатывался с учетом реализации его на ЭВМ и тесно связан с принципами его программного обеспечения. Вначале (1973–1978 гг.) обработка велась на БЭСМ-4, затем на М-222, Минск-32, и в последние годы осуществлен переход программ на ЕС-1020, ЕС-1022, М-4030.

#### 1.4. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ МАТЕРИАЛОВ, ПОЛУЧАЕМЫХ НА ЭВМ

Основная цель применения метода, как уже говорилось выше, – представление на карте одновременно КК множества химических элементов и других параметров, которые и рассматриваются как многомерное поле. Кроме того, имеется в виду и выдача карт по отдельным элементам. В целом рассматриваемый метод обработки геолого-геохимической информации позволяет, таким образом, не только отображать реальную эмпирическую картину распределения элементов в пространстве (геохимическое картирование), но и производить анализ закономерностей многих химических элементов в природных системах, т.е. на количественной основе выявлять геохимические типы ореолов, обусловленные как многоэтапностью формирования месторождений, так и наличием различных металлогенических типов минерализации. В совокупности поли- и моноэлементные карты несут большую нагрузку, отражают многочисленные связи процессов и принципиально новую информацию в связи с чем ее интерпретация является не менее ответственной задачей, требующей повышенного внимания и определенных навыков.

При решении задачи классификации каждая точка (проба) относится к одному из выделенных классов, что и дается на печать. Получается графическая модель пространства в виде карты классов и таблицы, в которой приводятся характеристики классов. При этом выделяется иногда большое количество классов, затрудняющее интерпретацию. Выделенные классы (элементные ассоциации) не вполне идентичны, как указывалось выше, геохимическим ассоциациям. С одной стороны, естественные ассоциации, характеризующиеся определенным набором элементов, могут быть разделены на несколько классов по уровням их содержаний, т.е. ассоциация представлена рядом родственных классов с одинаковыми концентрациями элементов, но с разными абсолютными величинами содержаний. Например, геохимическая ассоциация элементов  $Au Ag As Sb$ , свойственная золоторудному процессу, может быть подразделена на ряд классов с КК 1000, 100, 10 и т.д. С другой стороны, один класс может соответствовать нескольким геохимическим ассоциациям. Так, при решении задач по первичным ореолам с множеством химических элементов в одном классе может быть смесь геохимических ассоциаций, свойственных рудным образованиям ( $Sr W$  и т.д.), гидротермально измененным породам ( $Li Rb Cs$  и т.д.), горным породам ( $Ni Co Cr V$  и т.д.). В классах, выделяемых по данным изучения потоков рассеяния и вторичным ореолам, могут быть ассоциации, обусловленные смещением материала из различных месторождений и горных пород или загрязнением окружающей среды.

Отмеченные обстоятельства свидетельствуют о том, что первым этапом интерпретации должен быть анализ таблицы КК. При ее анализе ряд близких классов объединяется в группы, соответствующие по амplitудам варьирования КК различных элементов, либо геохимическим ассоциациям лито- халько- и сидерофильных элементов, либо генетическим признакам. В окончательной характеристике классов (формула классов) выделяются главные элементы с относительно высокими КК (как правило, рудные элементы) и второстепенные — с низкими КК (обычно элементы, количественно характеризующие разновидности горных пород или гидротермалитов). Вместе с тем возможны элементы с очень низкими КК (отрицательные аномалии) или элементы, варьирующие при низких КК. Интересный и сложный момент в интерпретации карт многомерных полей — выявление соответствия выделенных ассоциаций (или классов) с теми или иными типами горных пород, разновидностями гидротермальных изменений и различными металлогеническими типами оруденения или этапами рудообразования.

Рисовка карт по условным индексам должна проводиться после анализа таблиц КК и корректировки карты фактического материала, полученной на ЭВМ по заданным координатам с топоосновой, используемой при съемке. Сверяется также соответствие выделенных на ЭВМ участков с максимальными КК с таблицами-матрицами, а также правильность отображения максимальных КК на картах с таблицами-матрицами. Рисовка карт и интерпретация производятся на геологической основе с целью одновременного сопоставления с типами горных пород и разновидностями гидротермальных изменений. Полная и качественная геохимическая информация получается при комплексной интерпретации всех поли- и моноэлементных карт.

В принципе интерпретация полиэлементной карты (вместе с моноэлементными) наиболее полно проводится в том случае, когда пространственное распределение ассоциаций элементов рассматривается с точки зрения расчленения (картирования) геологических образований и гидротермально измененных пород элементными ассоциациями, формирования рудных и "ложных" аномалий, определения формационных типов геохимических аномалий и зональности рудных полей, т.е. эти карты дают "пищу" и основание геологу размышлять о генезисе образований, характеризующихся этими геохимическими ассоциациями, о закономерностях перераспределения элементов. При этом все это должно рассматриваться и представляться не в плоскости, изображенной на карте, а в объемном пространстве данного участка земной коры. Важный аспект применения МП — выявление и сравнение элементных ассоциаций и их КК различных формационных типов оруденения.

## 1.5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФОРМАЦИОННОЙ ПРИНАДЛЕЖНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Задача определения формационной принадлежности геохимических объектов решается давно. Однако в опубликованной литературе рассматриваются главным образом примеры использования особенностей элементного состава различных минералов с целью установления их принадлежности к определенному типу месторождений — пиритов /Прохоров, 1976/, турмалинов /Владыкин и др., 1975, Кузьмин и др., 1979; Китаев, Богатырев, 1984/ или закономерностей распределения содержания редких элементов в гранитоидах /Урунбаев и др., 1977/ или породобразующих минералах /Ставров, 1981/ для их формационного деления. Вопрос определения формационной принадлежности геохимических аномалий практически не рассматривался. Мы полагаем,

Таблица 5. Геохимические формулы металлогенических формаций (по первичным ореолам)

№ п/п	Формация	Химические элементы		
		основные, с высокими КК	постоянно встречающиеся, со средними КК	не всегда встречающиеся, с КК 2-5
1	Золоторудная	$Au \cdot \frac{Ag \ As \ Sb}{50-100 \ (1000)}$	$\frac{Pb \ Cu \ Zn \ Bi}{10 \ (50-100)}$	Te B Rb Cs Tl Li Ye Sr Mo W Co Ni Cr Mn F P
2	Золоторудная (прожилково-вкрапленного типа в черносланцевых толщах)	Au	$\frac{As \ Ag}{4-20}$	Pb Cu Co Mn Ni Be Ba Li
3	Золоторудная (кварцево-жильный тип в черносланцевых толщах)	Au	$\frac{Ag}{4-35 \ (>120)}$	Co Cu Ni Bi As Zn Li
4	Золото-полиметаллическая	$\frac{Pb \ Ag \ Au}{200-500 \ (>800)}$ ; $\frac{Sb \ Zn}{10 \ (>100)}$	$\frac{Cu}{4 \ (30)}$	B As Sn Ba Mo Ti Co Cs V Ni Li W
5	Полиметаллическая	$\frac{Pb \ Zn}{10-100 \ (>500)}$ ; $\frac{Ag \ Cu \ As}{10-100 \ (>100)}$	$\frac{B}{20-50}$	Sn
6	Оловянно-полиметаллическая	$\frac{Sn \ Ag \ Pb \ Zn}{60 \ (100 \ \text{и} \ \text{более})}$ ; $\frac{As \ Li \ Be \ W}{20-50 \ (60 \ \text{и} \ \text{более})}$	$\frac{B \ Cu}{\text{до} \ 10 \ (10-20)}$	F Rb Cs Bi Mo Cl
7	Колчеданно-полиметаллическая	$\frac{Sb \ Ag}{100 \ (2000)}$	$\frac{Pb \ Zn \ Cu \ Cr \ As}{5-30}$	Ni Mn P
8	Оловянная	$\frac{Sn \ Ag \ Bi \ As \ B \ F}{100 \ (?)}$	$\frac{Zn \ Cs \ Mo \ Rb \ W \ Pb \ Cu}{10-50 \ (?)}$	Cl P
9	Молибденовая	$\frac{Bi \ Mo \ Ag}{100 \ (>150)}$ ; $\frac{Ni \ As \ W}{10 \ (>100)}$	$\frac{Zn \ Pb \ V \ B \ Cu \ Co}{(20-50) \ \text{до} \ 10}$	Sn Be Li F Mn
10	Вольфрамовая	$\frac{W}{100-600 \ (>1000)}$ ; $\frac{Ag \ Bi \ Sn}{30-50 \ (>100)}$	$\frac{Mo \ Zn \ Pb \ Cu \ Li}{(10-60) >10}$	F Ba Sr

Примечание. КК - коэффициенты контрастности. В знаменателе дробей - пределы колебания КК, в скобках - максимальные КК. Геохимические формулы составлены по данным: 1,6-8 - Н.А. Китаева, П.В. Богатырева /1986/; 2 - А.А. Пузанова /1983/; 3 - В.В. Поликарпочкина и др. /1979/; 4 - Л.Д. Зориной и др. /1983/; 5 - Б.П. Санина, Л.Д. Зориной /1978/; 9 - С.Г. Петровской и др. /1980/; 10 - Л.В. Таусона, А.Р. Корневой /1978/.

что новый метод анализа традиционного фактического материала может быть использован и для определения формационного типа оруденения на основе выявления и сравнения элементных ассоциаций и их КК. Так, обобщение большого количества материалов решения задач методом МП эталонных объектов по первичным ореолам рассеяния позволило вывести геохимические формулы металлогенических формаций (табл. 5).

Каждой металлогенической формации свойственны свои ассоциации основных элементов с высокими, средними, а также низкими КК, связанными главным образом с гидротермально измененными породами. Решение обратной задачи методом аналогии помогает определять формационный тип исследуемой аномалии на ЭВМ, т.е. качественный и количественный состав элементов в аномалии и другие признаки дают возможность установления типа оруденения.

## 1.6. ВЫЯВЛЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ АССОЦИАЦИЙ ЭЛЕМЕНТОВ

Попытки использования формул, выведенных на основе теоретических представлений о характере миграции вещества, распределения элементов по глубине месторождений /Дубов, 1964; и др./ с целью определения эрозийного среза пока не привели к практическим результатам в связи с неопределенностью многих параметров (константы равновесия и скоростей адсорбции, диффузии, химических реакций, длительности времени рудообразования и т.д.) /Голубев, Беус, 1968/. Применение эмпирических формул, описывающих распределение концентраций главных элементов, дает определенный эффект, но они могут быть использованы лишь на изученных эталонных месторождениях и при наличии двух и более сечений /Китаев, 1969/. Наиболее широко распространены использующийся в практике метод определения среза по эмпирически наблюдаемому характеру распределения рудных элементов — по комплексу над- и подрудных элементов в соответствии с "универсальным рядом зональности", предложенным Л.Н. Овчинниковым и С.В. Григоряном /1970/. В общем виде этот ряд согласуется с зональным развитием рудной минерализации, отмеченной в свое время В. Эммонсом. Вместе с тем в связи с полигенностью и полихронностью формирования рудно-магматических систем, нередко приходится сталкиваться с зональностью, в сильной степени отличающейся от вышеотмеченной. На рудных объектах, как правило, фиксируется весьма сложная интегральная зональность, обусловленная прерывностью и непрерывностью ее развития. Прерывность определяется дискретностью пространственно-временного строения в связи с многоэтапностью процесса, геохимическими свойствами элементов (зональность отложения) и перераспределением вещества пород при рудообразовании с отгонкой и переотложением некоторых элементов, нарушающих общий ряд зональности. Непрерывность, напротив, выражает единство, взаимосвязь и взаимообусловленность химических элементов, образующих сложную структуру зональности с последовательной сменой ассоциаций элементов в пространстве. Иначе говоря, в природе фиксируется постепенная смена максимумов содержаний элементов: в каждой зоне или точке тот или иной металл (элемент) может лишь преобладать в совместно встречающихся комплексах (ассоциациях) элементов.

Метод МП, основанный на взаимоувязке всех элементов, позволяет выявлять последовательную смену не отдельных элементов, а их ассоциаций с количественными характеристиками, что дает возможность отображать более детальную структуру вертикальной и латеральной зональности. В качестве

Таблица 6. Зональность ассоциаций рудных элементов в ореолах разноглубинных золоторудных месторождений

Зона рудоотложения	Подзона	Смена ассоциаций (сверху вниз)	Примечание
1	2	3	4
Ближеповерхностная		<p>Hg<sub>300</sub> Sb Ag As<sub>10-50</sub></p> <p>Cu Pb<sub>3-6</sub> Sb Ag Hg<sub>100-500</sub></p> <p>Sb<sub>200-500</sub> As Ag Pb Cu<sub>3-4</sub> Hg<sub>30-60</sub></p> <p>As Sb<sub>200-300</sub> Ag<sub>150-200</sub> Cu Pb<sub>2-3</sub> Hg<sub>50</sub></p> <p>Ag As Sb<sub>100-150</sub> Hg Li<sub>2-50</sub></p> <p>Au Ag<sub>300-500</sub> As Sb<sub>50-100</sub> Hg Li<sub>2-30</sub></p> <p>As Ag Hg<sub>50-100</sub> Pb<sub>5-10</sub></p>	Крутопадающие рудные тела
	Висячий бок	Ag <sub>420</sub> Sb <sub>50</sub> As <sub>20</sub> Zn <sub>4</sub>	Пологозалегающая залежь
	Центральная часть	Ag <sub>250</sub> Sb <sub>35</sub> As <sub>25</sub> Zn Pb W Cu <sub>2-6</sub>	
	Лежащий бок	Bi <sub>200</sub> Sb <sub>12</sub> Ag <sub>10</sub> Pb <sub>4</sub> W Mo Zn Cu <sub>3-6</sub>	
Малоглубинная	Верх	<p>Pb As Ag<sub>50-100</sub> Zn Sb<sub>10-50</sub></p> <p>Zn As Ag Sb</p> <p>As Ag Sb<sub>100-500</sub> Bi<sub>50-300</sub> Zn Cu<sub>5-10</sub></p>	Оруденение, связанное с субвулканическим аппаратом

Ag Sb As<sub>100-1000</sub> Bi<sub>100-500</sub> Zn Cu<sub>10-100</sub>

Sb<sub>100-500</sub> As Ag<sub>100-300</sub> Bi<sub>200-800</sub> Cu<sub>50</sub>

Cu<sub>50-100</sub> Bi Ag<sub>100-300</sub>

Bi Ag Cu<sub>50-100</sub> Bi<sub>10-50</sub>

B Co Ni Cr<sub>2-5</sub>

Co Ni Cr<sub>5-10</sub>

Ag<sub>74</sub> Zn Sb<sub>3-5</sub> Cu Pb W Mo<sub>1,5-3</sub>

Ag<sub>400</sub> Sb Pb Cu<sub>4-6</sub> Zn Mo Sn Bi W<sub>1,5-3</sub>

Ag<sub>42</sub> Cu Bi Mo W<sub>4-5</sub> As Sn Pb<sub>2</sub>

Mo<sub>8</sub> Sn<sub>6</sub> Ag<sub>3-4</sub> Pb Sb W<sub>2</sub> Zn Cu<sub>1,5</sub>

Низ

Ba B Mn Hg<sub>2-10</sub> As Sb<sub>5-10</sub>

As Sb<sub>20-100</sub> Ag Bi B<sub>2</sub>

As<sub>10-50</sub> Ag<sub>15-30</sub> Bi Pb Cu Zn<sub>2-10</sub>

Mo W<sub>3-30</sub> Bi<sub>2-20</sub> As Ag Sr<sub>2-10</sub> Co Ni V Cr<sub>2-10</sub>

Средне-  
глубинная

Hg Mn<sub>3-100</sub> B Li Cr<sub>3-10</sub>

Оруденение, связанное  
с вулканогенными об-  
разованиями

Зоны турмалин-пирито-  
вой минерализации

Кварцевые жилы

Окончание табл. 6

1	2	3	4
		W Mo <sub>2-50</sub> As	
		Zn Pb Bi Sb <sub>2-10</sub> As <sub>20-200</sub>	
		Ag Bi Mo <sub>2-50</sub>	
		<u>Mn Mo W Sn Ag Hg<sub>2-10</sub></u>	
	Низ	As <sub>2-10</sub> Zn Cu Ag <sub>2-20</sub>	Кварц-магнетит-актинолитовая минерализация
		Ag Cu Bi Mo W	
		W Mo Bi <sub>5-50</sub> Pb Cu Ag <sub>2-30</sub>	
		<u>Mo Co Sn Bi</u>	
<hr/>			
Ассоциации элементов:			
надрудных устойчивых		Ag Sb Ba Mn Hg	
неустойчивых		As Li W B Pb Cu Cr V Ge F Rb Cs Cl	
рудных неустойчивых		Bi W Mo Pb Cu P Tl Te	
подрудных устойчивых		Mo Co Sn	
неустойчивых		B Cr Cu Zn Bi Sr	
Сквозные элементы для месторождений всех типов и глубин		As Hg Li Ag Mn	

Примечание. Цифры в индексах при элементах - средние КК. Подчеркнуты - ассоциации, соответствующие зонам максимального оруденения.

примера приводится табл. 6 зональности ассоциаций для разноглубинных месторождений, полученная на основе обобщения материалов геохимических исследований на рудных объектах Монголо-Охотского пояса. В целом метод МП позволяет выявлять детальную структуру геохимических полей и отображать более реальную зональную картину сложного развития процессов рудообразования с установлением ореолов рудных полей и месторождений, стадийной зональности отложения. Проиллюстрируем эти положения на некоторых примерах интерпретации эндогенных геохимических полей.

На рис. 3 показана латеральная зональность рудных полей различных металлогенических типов. На Хапчерангинском оловорудном месторождении /Таусон и др., 1978/ по мере удаления от штока гранит-порфиров происходит смена ассоциаций с уменьшением КК вольфрама, олова и мышьяка и, наоборот, увеличением КК свинца, цинка и серебра. Такая смена ассоциаций отображает зональность типов минерализации: оловоредкометалльно-грейзеновая вблизи штока, затем кварц-касситеритовая, касситерит-пирит-пирротиновая, касситерит-хлоритовая и безрудных кварц-кальцитовых жил, трактуемая как зональность отложения вокруг гранитного штока. В разрезе этого месторождения установлено, что оловянная ассоциация, обусловленная редкометалльно-грейзеновой минерализацией, занимает центральное положение, а бериллиеносные кварц-полевощпатовые ореолы максимально проявлены в верхней части разреза. В результате в ряде зональности бериллий занимает несвойственное ему верхнее положение.

На Молибденовом месторождении С.Г. Петровской /Петровская и др., 1980/ выявлен ассиметричный характер зональности рудного поля. С северо-запада на юго-восток происходит смена ассоциаций элементов с преобладанием Pb B Ag на северном фланге; Mo Pb или Mo Bi Pb - в центральной части; Mo W - на южном фланге и вновь Pb Ag B - на крайнем южном. Ореол месторождения формируется на фоне слабоконтрастной ассоциации Mo Pb B, характеризующей предрудный привнос элементов. Ассиметричная горизонтальная зональность месторождения, по данным С.Г. Петровской, отражает вертикальную зональность. При этом отсутствие геохимических полей с высококонтрастным W в северном участке месторождения указывает на более глубокий эрозионный срез этой части площади. Появление ассоциации Pb Zn Ag и др., характеризующей полиметаллическую стадию, как на периферии, так и в центральной зоне, показывает изменчивость в ее положении относительно продуктивной стадии минерализации.

В разрезе этого месторождения зональность зависит от появления в низах или в верхах разреза гранит-порфиров. Смена ассоциаций (сверху вниз) приводит в первом случае к появлению в нижней части разреза элементов, более типичных для надрудных интервалов (Ag, As):  $W_{438} Mo_{55} (Cu_{11}$

$Ag_8 F_7)$ ,  $Mo_{161} W_{76} (F_{10} Cu_7 Ag_4)$ ,  $Mo_{489} W_{61} F_{38} (Cu_7 Pb_6$   
 $Ag_6)$ ,  $Mo_{224} Pb_{52} Ag_{52} (B_4 Zn_3 Bi_3 As_3)$ . Во втором - к увеличению в верхах разреза контрастности содержаний Pb, B, Ag и др., уменьшению КК W и исчезновению F и Cl:  $B_{111} Pb_{67} Ag_{54} Bi_{52} (W_{15} Zn_{13}$   
 $Mo_{12} As_{10} Sn_6)$ ,  $Mo_{84} Pb_{47} B_{45} Bi_{23} (Ag_{21} Zn_{17} W_{16} As_{9,5})$ ,  
 $Mo_{119} W_{78} (Bi_{14} Pb_{12} F_{10} Cu_6 Sn_3)$ ,  $Mo_{440} (W_{16} Bi_{16} F_{10}$   
 $Cu_8 Ag_4 Sn_4)$ . Таким образом, в первом случае фиксируется обратная, во втором - прямая зональность.

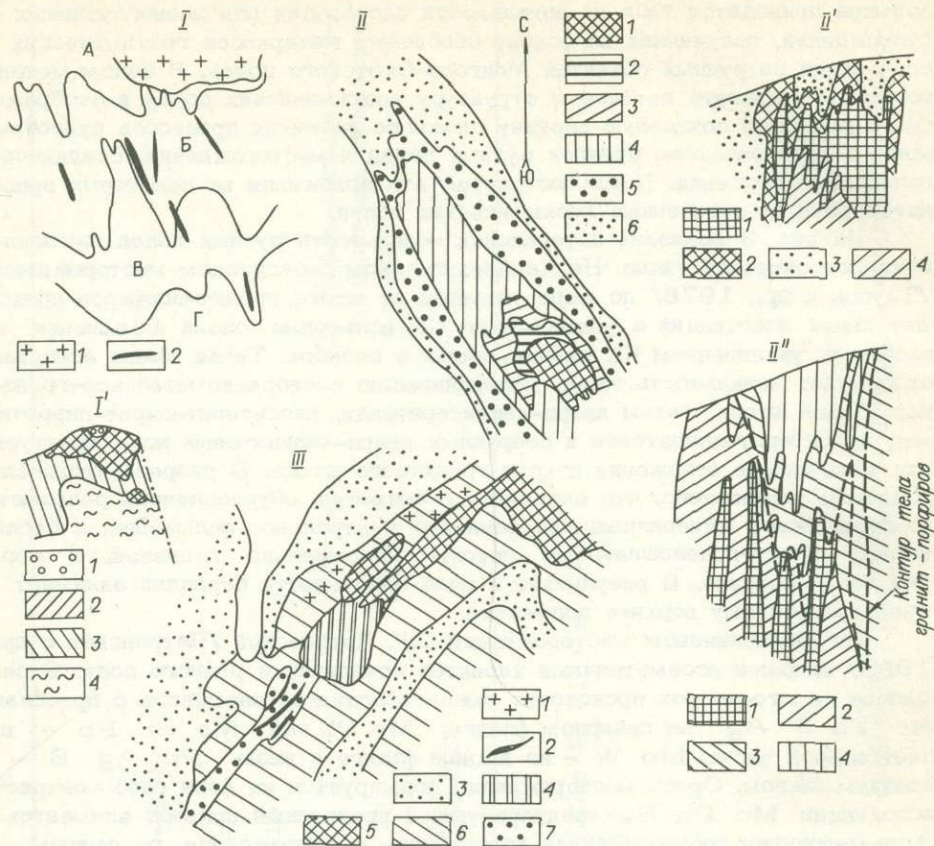


Рис. 3. Зональность рудных полей различных металлогенических типов.

I - ореолы оловярудного поля /по Таусону и др., 1978/: 1 - гранит-порфиры; 2 - рудные зоны. Средние КК элементов в зонах:

Индекс ассоциации	Sn	Pb	Zn	Ag	As	Li	W
A	2,3	1,3	5,0	2,0	1,4	2,2	1,5
Б	1,5	1,5	5,3	3,7	1,4	2,1	1,0
B	1,4	1,5	5,5	2,3	1,3	1,4	1,0
Г	1,4	1,6	5,0	1,3	1,3	1,7	1,0

Г' - ассоциации элементов в разрезе штокверка этого же месторождения:

Номер ассоциации	Sn	Ag	As	W	Zn	Pb	Be	Li
1	34	58	72	16	38	22	151	48
2	73	33	80	40	14	2	46	19
3	586	50	77	82	23	6	68	90
4	96	49	56	1200	10	6	80	87

II - ассоциации элементов молибденового рудного поля /по Петровской и др., 1980/:

Окончание рис. 3

Номер ассоциации	Mo	W	Cu	Pb	Zn	Ag	B
1	44	63	-	38	11	10	-
2	183	139	12	45	-	12	-
3	161	-	-	14	-	-	-
4	33	-	-	74	-	-	-
5	59	-	-	550	12	91	-
6	-	-	-	45	-	-	17

II' - ассоциации элементов этого же месторождения (гранит-порфиры внизу разреза):

Номер ассоциации	Mo	W	F	Cu	Pb	Ag
1	489	61	38	7	6	6
2	161	76	10	7	-	4
3	55	438	7	17	-	8
4	224	-	-	-	52	52

II'' - ассоциации элементов в разрезе месторождения (гранит-порфиры вверху разреза):

Номер ассоциации	Mo	W	Bi	F	Cu	Ag	Sn	Pb	B	Zn	As
1	440	16	16	10	8	4	4	-	-	-	-
2	119	78	14	10	6	3	32	12	-	-	-
3	84	16	23	-	-	21	-	47	45	17	9,5
4	12	15	52	-	-	54	6	67	111	13	10

III - ассоциации элементов вольфрамового рудного поля /по Таусону, Корневой, 1978/: 1 - лейкократовые граниты; 2 - кварц-гюбнеритовые жилы:

Номер ассоциации	W	Bi	Ag	Li	F	Sn	Zn	Mo	B
3	10	4	3	3	2	-	-	-	-
4	-	-	12	-	-	-	-	130	-
5	220	15	15	-	-	120	-	-	25
6	60	11	8	5	-	-	-	-	-
7	430	40	32	-	-	-	30	-	-

На Бом-Горхонском вольфрамовом месторождении, по данным Л.В. Таусона и А.Р. Корневой /1978/, в рудном поле с ранним грейзеновым этапом связан серебряно-молибденовый ореол, приуроченный к центральной части редкометалльной интрузии; серебряно-висмут-олово-вольфрамовый ореол, связанный с поздним грейзеновым этапом, расположен на периферии молибденового ореола; серебряно-висмут-вольфрамовый ореол, связанный с гидротермальным этапом, охватывает экзоконтактовую зону интрузии.

Из рассмотренных примеров видно, что на основе анализа распределения ассоциаций элементов в плане и разрезах без дополнительных вычислений устанавливаются особенности зональности рассматриваемых объектов.

## 1.7. О КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Общеизвестно положение о том, что главной и наиболее сложной задачей современной поисковой геохимии является не установление аномалий, а их количественная оценка. Уже сейчас имеется ряд оригинальных научных разработок по этому вопросу, однако они полностью еще не удовлетворяют потребностям практики, поскольку направлены главным образом на оценку оруденения, выходящего на поверхность, или имеют сложный математический аппарат, в котором определить некоторые важнейшие критерии пока не представляется возможным, или недоучитывают геологические факторы. В связи с этим необходимы дальнейшие поиски путей решения этой сложнейшей задачи геологии, очевидно, в различных направлениях и с использованием как эмпирических геохимических данных, достижений знаний геологии месторождений, так и теоретических представлений. Последние основываются на моделях ореолообразования, где за основу, вероятно, необходимо брать главный универсальный критерий — энергию рудообразования в понимании Н.И. Сафронова. Бесспорно, чем выше энергия концентрации геохимического поля, тем более перспективны аномалии. Геологическими признаками этого являются, как известно, высокая дисперсия, максимальная сложность минеральных комплексов, соответствующие наибольшей энергии их образования (фазовому состоянию вещества), экстремальное преобразование горных пород, определяемое отношением коэффициентов привноса и выноса рудных и петрогенных элементов и т.д.

Проблему количественной оценки можно подразделить, на наш взгляд, на четыре главные взаимосвязанные задачи: 1) составление геохимических карт; 2) определение формационной принадлежности аномалий и выявление "ложных" аномалий; 3) установление эрозионного среза (зональность) и 4) определение возможного масштаба оруденения.

Некоторые вопросы решения первых трех задач рассматривались выше. Дополнительно следует отметить важность выявления "ложных" аномалий. При поисках, например, золоторудных месторождений следует иметь в виду, что "ложные" аномалии часто возникают в особых ландшафтно-геохимических условиях. Например, нередко аномалии золота в большинстве участков долин связаны с абсорбцией элемента железистыми осадками: в депрессиях, участках, расположенных в областях с аридным климатом, миграция вещества происходит за счет испарения поровых растворов и образуются засоленные почвы и "ложные" аномалии ряда элементов; имеются сведения о накоплении золота растениями в результате атмосферного загрязнения этим элементом некоторых районов Сибири. Отличием аномалий, связанных с рудными телами, является их полиэлементный состав, идентичный составу минерализации и геолого-структурной обстановке. Ниже рассмотрим один из возможных путей определения масштаба оруденения, основанный на использовании и дальнейшей разработке метода МП. В принципе количественная оценка базируется на отыскании объективных зависимостей между полями различных ассоциаций элементов и геологическими критериями. Данную зависимость для различных видов ореолов (потoki рассеяния, вторичные и первичные ореолы) можно выразить формулой:

$$Q = K_{1-3} P,$$

где  $Q$  - прогнозные ресурсы;  $P$  - площадная продуктивность металла (элемента), определяемая по формуле  $P = \sum_{i=1}^n c_i S_i$ , где  $c_i$  - среднее содержание этого элемента в ассоциации;  $S_i$  - площадь, занимаемая данной ассоциацией;  $\sum_{i=1}^n$  - сумма продуктивностей ассоциаций от 1 до  $n$ ;  $K_1, K_2,$

$K_3$  - коэффициенты ( $K_1$  - зональности или глубины оставшегося оруденения,  $K_2$  - типа оруденения,  $K_3$  - рудоносности - доля промышленных запасов в общих запасах металла в ореоле).

Площадная продуктивность определяется по количественным показателям, полученным на ЭВМ, при решении задачи классификации. Ее можно определять как для всей исследуемой площади, так и для отдельных участков. Этот показатель есть объективная величина, характеризующая при соответствующем ее преобразовании запасы металлов (элементов) с различными их содержаниями по участкам и по району в целом.

Все коэффициенты являются вероятностными величинами. Степень правильности их определения фиксирует степень достоверности прогнозных запасов.

Необходимость введения коэффициента зональности ( $K_1$ ) определяется различным уровнем эрозионного среза ожидаемого оруденения. Он определяется путем анализа полиэлементной карты, на которой выводятся для каждой ассоциации количественные показатели - отношение пар родственных элементов, отношение элементов привноса и выноса и (или) отношение надрудных элементов к подрудным, известное в литературе как коэффициент зональности.

При определении прогнозных запасов совершенно необходимо, на наш взгляд, введение коэффициента ( $K_2$ ), учитывающего генетический тип ожидаемого оруденения. Практика показала, что часто интенсивность ореолов не соответствует масштабу оруденения: высокие содержания полезного компонента в ореолах и большие их размеры нередко обусловлены оруденением, характеризующимся небольшими линзообразными телами со сравнительно невысокими средними содержаниями металла (например, некоторые золотоносные скарны); и, наоборот, иногда значительное по масштабам оруденение на поверхности фиксируется лишь очень слабыми ореолами (зоны рассеянной сульфидной минерализации, близповерхностные золоторудные месторождения и т.д.). Кроме того, тип оруденения определяет и потенциальные качества руд. Поэтому без достаточного знания геологии участка все расчеты могут быть ошибочными. Также необходимо определение коэффициента рудоносности ( $K_3$ ) и пропорциональности между типом ореола и его продуктивностью, с одной стороны, и продуктивностью ожидаемого рудного тела (месторождения) - с другой.

При определении коэффициента рудоносности прежде всего важно разбраковать геохимические поля на потенциально нерудоносные (низкие КК главного элемента и отсутствие критерия по элементам-спутникам), ограниченно рудоносные (высокие КК элементов и дисперсий). Все три коэффициента пока не могут быть определены абсолютно точными цифрами, как, например, продуктивность ореолов. Правильность их определения зависит от изученности района, знания геологии и интуиции геолога. Сложная зависимость интенсивности ореолов от эрозионного среза изучаемых объектов, генетического типа и качества руд, а также других факторов указывает на необходимость осторожного от-

ношения к прогнозированию с помощью статистических приемов без учета геологических факторов.

Использование указанных приемов в конечном итоге позволит получать на ЭВМ полиэлементные геохимические карты с определениями формационного типа аномалий, эрозионного среза и общих ресурсов элементов на исследованной площади (количественная металлогеническая оценка региона, района, площади), а по ассоциациям рудных элементов с повышенным уровнем концентраций и дисперсий – прогнозные запасы металлов промышленной значимости.

Ниже приводятся материалы геохимических съемок в различных средах с целью иллюстрации применимости методики МП для решения различных задач.

## 1.8. ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ТИПИЗАЦИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ И ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ

Как известно, химические элементы в земных оболочках находятся в рассеянном состоянии. Среди горных пород со всеобщим рассеянием под влиянием геоэнергетических процессов в земной коре сформированы геохимические поля концентрации (ГПК), разнообразные по своей природе, составу, масштабам, структуре и уровням концентрации химических элементов /Таусон, 1983/. В связи с этим выяснение природы и структуры концентрации вещества – одна из основных задач современной поисковой геохимии.

Основным средством изучения ГПК на современном эрозионном срезе является геохимическое картирование. Поскольку существуют различные точки зрения на определение, построение и назначение геохимических карт (ГК), остановимся кратко на общих положениях.

Геохимические карты – карты, отображающие пространственное распределение химических элементов в горных породах. Карты могут быть моно- и полиэлементные. Полиэлементные карты целесообразно составлять по описанному выше принципу выделения ассоциаций элементов по коэффициентам контрастности, поскольку в процессе миграции элементов ГК являются количественным показателем их концентрации.

Кроме общих, могут быть частные ГК, составляемые для различных целей и задач. Первым типом таких ГК являются производные от общих карт, строящиеся на основе субъективных представлений, например мультипликативные или аддитивные карты, карты отношений родственных элементов и т.д.

Вторым типом частных карт являются ГК, характеризующие определенные комплексы пород, например геохимические типы магматических пород, которым свойственны различные коэффициенты рудных, петрогенных, редких или летучих компонентов /Таусон, 1977, 1983/.

В целом принцип изучения ГПК должен базироваться на выявлении иерархического ряда взаимосвязанных процессов, обуславливающих масштабы, структуру полей, а также качественный состав и уровни концентрации химических элементов. С учетом этих положений ниже дается принципиальная схема типизации и изучения геохимических полей, соответствующая иерархической классификации энергетически различных процессов во всех формах его проявления, по степени концентрации химических элементов и, следовательно, металлогеническим классам природных образований, выявляющихся при съемках различных масштабов. При этом следует иметь в виду, что основная трудность предстоящих исследований – однозначная интер-

Принципиальная схема типизации и изучения геохимических полей концентрирования (ГПК)

Ориентировочные уровни концентрирования

1,2-2  
(5-10 и более)

1. Внутриконтинентальные подвижные области, активные континентальные окраины, металлогенические пояса

Металлогенические циклы, эпохи

Первично-осадочные

Метаморфогенные

Виды работ, масштаб исследований

Потоки рассеяния в твердой фазе. Создание обобщенного образа первичных обстановок по химическому составу илов.

1:1 000 000

1,5-10  
(20-50 и более)

2. Рудные районы

Рудные системы  
Магматогенная

Интра-теллурическая

Вадозотермальная

Экологические (ЛГПК)

Геохимические (ЛГПК)

Потоки рассеяния в твердой (и жидкой) фазах, опробование коренных пород, Выявление соответствия первичных и вторичных обстановок, 1:200 000

2-50  
(60-100 и более)

3. Рудные узлы (рудные поля)

Магматогенно-рудная система

Флюидная система

Эманационная

Пневматолитовая

Гидротермальная

Потоки рассеяния в твердой и жидкой фазах, первичные ореолы. Объемные геохимические модели рудных узлов, 1:50 000

5-100  
(200 и более)

4. Рудные поля (месторождения)

Высокотемпературные (глубинные и среднеглубинные)

Среднетемпературные малоглубинные (вулканогенные)

Низкотемпературные (близповерхностные)

Первичные ореолы, вторичные ореолы, гидрогеохимия, биогеохимия. Объемные геохимические модели рудных полей. 1:10 000

10-500  
(1000 и более)

5. Месторождения, рудные зоны, рудные жилы

Стадии, флюидные потоки

Первичные ореолы, рудные тела. Объемные геохимические модели месторождений, 1:2 000

50-1000  
(10 000 и более)

6. Рудные столбы

Обособленные порции растворов, фазы кристаллизации

Опробование рудных тел, первичных ореолов. 1:200 и крупнее

100-10000  
(100 000 и более)

7. Минеральные ассоциации

Дифференциация при изменении физико-химических условий

Опробование участков тел, первичных ореолов. 1:50 и крупнее

Примечание. Стрелка указывает на генетическую природу полей. ЛГПК - ложные геохимические поля концентрирования, в скобках - максимальные коэффициенты контрастности.

претация природы полей, т.е. выявление признаков принадлежности ГПК к различным генетическим источникам. Эти признаки могут быть самыми различными и требуют дополнительных разработок. Масштаб исследований обуславливает применение различных комплексов геохимических съемок и уровни концентрирования в полях химических элементов, как показано в схеме.

Таким образом, интегральные геохимические поля территорий имеют сложную структуру, обусловленную наложением ГПК различных категорий, отражающих разномасштабные энергетические процессы, несут в себе скрытую информацию об интенсивности этих процессов, степени концентрирования в них химических элементов и масштабах оруденения. Лишь системный подход к оценке регионов, выявление степени взаимозависимости и упорядоченности структур многомерных геохимических полей может служить основой для оценки регионов с поверхности, перспектив глубоких горизонтов и выявления масштабности оруденения. Такую основу можно получить при планомерном составлении разномасштабных геохимических карт, являющихся наиболее универсальным средством оценки геохимической структуры земной коры, ее гипергенных образований и экологической ситуации. Отсюда следует, что ключевым вопросом повышения эффективности геохимических методов является создание теоретической базы геохимического картирования.

## 2. КРУПНОМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

### (ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ)

#### 2.1. ВЫЯВЛЕНИЕ ЗОНАЛЬНОСТИ

#### И ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

#### ПРИ ИЗУЧЕНИИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ

Главнейшим критерием поисков и оценки месторождений является зональность. Как известно, распределение химических элементов на различных уровнях организации материи, от Вселенной, галактик и Солнечной системы до минерала, подчиняется геохимическому закону зональности. В связи с этим последняя имеет кардинальное значение для прогнозных построений. Обычно выделяется более десятка рангов в иерархии геохимической зональности /Рундквист, 1975; Овчинников, 1985/. Однако для крупномасштабного прогнозирования имеют значение четыре категории зональности: типов минерализации, месторождений, рудных тел и рудных столбов.

Первая категория зональности проявляется в пределах рудных узлов и рудных полей, характеризуется сменой типов минерализации в зависимости от глубинности их формирования. При рассмотрении глубины образования самих рудных месторождений (типов минерализации) необходимо различать уровни, или зоны, рудоотложения. Ярусное размещение месторождений свойственно как монометалльному, так и полиметалльному оруденению со сменной формаций по вертикали. Закономерность размещения монометалльных месторождений еще практически не изучена и заслуживает большого внимания. Обычно геологические и гидродинамические условия нахождения эндогенных монометалльных месторождений на различных вертикальных уровнях различны. Для золоторудных месторождений областей тектономагматической активизации выделено три зоны рудоотложения: приповерхностная, субвулканическая (малоглубинная) и среднеглубинная /Китаев, 1982/. В пределах указанных зон в верхней части земной коры фиксируется зональность самих ме-

сторождений, определяемая главным образом изменениями с глубиной геологических условий рудообразования: геолого-структурных, магматических и т.д. В связи с этим в рудных телах изменяется с глубиной элементный и минеральный состав, морфология, строение, условия залегания и другие параметры. Типы золотого оруденения здесь рассматриваются как фациальные разновидности, обусловленные глубиной их формирования, и как части общей схемы вертикальной зональности в сфере рудоотложения.

Кроме золоторудных месторождений, хорошим примером зональности этого типа является медно-порфировое оруденение. Разные зоны (этажи) этого оруденения связаны с породами разных фаций глубинности — от крупнозернистых интрузивных разностей до субвулканических и приповерхностных жерловых образований. Морфология и состав рудных тел меняются от зоны к зоне.

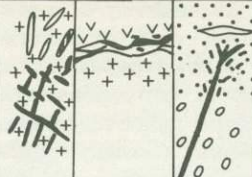
Хорошим примером полиметалльной вертикальной зональности, по данным Hudson *Ciro* /Овчинников, 1985/, являются Анды. В нижней зоне (0–2000 м) развиты месторождения железа и меди, связанные главным образом с гранитным батолитом; выше (2000–3500 м) располагается зона медно-порфировых месторождений, ассоциирующихся с мелкими интрузивными и субвулканическими телами среднего состава; в третьей зоне (3500–4500 м) широко распространены жильные месторождения меди, свинца, цинка и серебра; верхняя зона (более 4500 м) представлена кайнозойским вулканическим комплексом с жильными месторождениями серебра и сурьмы. Таким образом, здесь проявлен ряд вертикальной зональности месторождений, отвечающий эволюционному развитию единого мезо-кайнозойского тектономагматического цикла андской орогении.

Распределение рудных месторождений в пространстве, вертикальная и латеральная зональность этого распределения отражают глубинное строение рудоносных структурно-формационных зон, в связи с чем представление о зонах рудоотложения позволяет рассматривать вопрос оценки эрозионного среза с позиции характера оруденения.

Такого рода зональность — зональность типов оруденения, зон рудоотложения или, по Д.О. Онтоеву /1983/, ярусная зональность, в литературе рассмотрена еще слабо, однако она имеет важное значение для глубинного прогноза оруденения.

При изучении зональности месторождений следует иметь в виду, что единый универсальный ряд зональности полностью не фиксируется ни на одном из месторождений. Вероятно, более правомерно говорить о наличии целой серии рядов, свойственных отдельным группам месторождений. Так, Д.В. Рундквист и И.А. Нежинский /1975/ выделяют семь сводных и 22 частных ряда зональности для месторождений сидеро-, лито-халькофильных и сидеро-литофильных элементов. В целом же ряды зональности отражают лишь общую тенденцию развития процесса без учета всех деталей, свойственных каждому месторождению. В связи с этим ряды зональности могут быть выдержаны лишь в частных случаях, и некоторые известные приемы прогнозирования, как показал опыт, могут не давать удовлетворительных результатов. Это обусловлено тем, что монотонность изменения отношений надрудных к подрудным элементам выдерживается только в случае с очень простым (что бывает редко) строением месторождения: если оно сформировано в один этап, имеет один тип минерализации и прямую зональность отложения. Как правило, кривая отношения элементов надрудных к подрудным имеет несколько максимумов, поэтому по характеру этой прямой определение положения изучаемого сечения относительно зоны промышленного оруденения не всегда возможно /Поликарпочкин и др., 1979/.

В ряде случаев монотонный показатель, как справедливо указывал этот

Зона	Привнос	Вынос	Взаимоотношение зон, зональность рудной зоны	
Отложения	$SiO_2$ $Ca, Na, Mn, Ba,$ $Li, As, Sb, Cu, Ag$ $W, Mo, Cr, B$			
Рудная	Al, халькофильные элементы, K	Na	$-Sb_2S_3$	214,9
		W	$-FeAsS$	196,2
Выщелачивания		Mo	$-PbS, ZnS$	193,5
		Cr	$-Cu_{12}Sb_5S_{13}, Cu_{12}As_4S_{13},$ $CuPbSbS_3, AgAsS_3,$	188,8
		Ca	$Pb_5Sb_4S_{11}, CuFeS_2$	195,2
		Ni	$-FeS, CuFeS_2$	195,2
		B	$-B_2S_3, MoS_2$	216,2
		и др.	$-Ca_2Mg_3Fe_2Si_8O_{22}(OH)_2,$ $FeFe_2O_4$	192,8
		$SiO_2$	$-SiO_2$	226,7

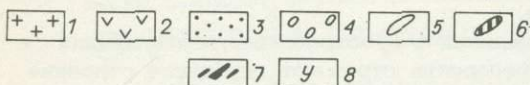


Рис. 4. Принципиальная схема перераспределения вещества и зональность золоторудных месторождений.

1 - гранитоиды; 2 - эффузивные образования; 3 - песчаники; 4 - конгломераты; 5 - незолотоносные или слабозолотоносные кварцевые образования; 6 - карбонатные жилы и прожилки; 7 - рудоносные жилы; 8 - условные потенциалы ионизации (ккал/моль).

исследователь, может выдерживаться для второстепенных элементов, "а главные в них не входят, вследствие чего, очевидно, теряется наиболее ценная часть исходной геохимической информации". Даже при наличии монотонных изменений коэффициентов зональности по величинам этих коэффициентов трудно сказать о положении сечения, так как одно и то же значение коэффициента может быть характерным для надрудного и подрудного сечения. Нарушение монотонных показателей зональности обусловлено

природой месторождений: многоэтапностью процесса, перераспределением вещества вмещающих пород и отгонкой ряда элементов кислотным выщелачиванием.

Для иллюстрации высказываемых положений приведем принципиальную схему минералого-геохимической зональности гидротермальных золоторудных месторождений. В рудно-метасоматических колонках, формирующих гидротермальные золоторудные месторождения (или рудопроявления), по вертикали в общем виде выделяются три зоны, различающиеся характером происходящих в них химических реакций (рис. 4). В нижней части колонны - зона выщелачивания кремнезема; в центральной - рудная зона с отложением золота, халькофильных элементов, калия и выносом в основном петрогенных элементов из объемов, занятых рудным веществом; в верхней - зона преимущественного отложения кремнезема, петрогенных и некоторых рудных элементов.

Интенсивность процесса переотложения кремнезема и характер формирующихся при этом образований в верхних частях рудно-метасоматических колонн различны на разноглубинных месторождениях. На близповерхностных месторождениях развиваются кремнистые метасоматиты различных морфологических форм, в более глубоких - серицит-кварцевые метасоматиты или прожилковидное и метасоматическое окварцевание, над штокверковыми рудными телами - мощные зоны кварц-полевешпатовых пород. Как правило, над золоторудными телами (рудная зона) фиксируются разрозненные жилы, полосы, линзы и пятна неправильных форм незолотоносных или слабозолотоносных кремнисто-кварцевых метасоматитов (безрудная зона), образующих в целом купол, как бы висящий над месторождением. При незначительном эрозионном срезе "пустые" кварцевые образования фиксируются над оруденением, в слу-

Рис. 5. Зональность первичных ореолов.

1 — рудная жила; 2 — пологие тектонические нарушения; 3—6 — ассоциации элементов: 3 — медно-серебряно-ртутно-мышьяковая, 4 — серебряно-мышьяково-золотая, 5 — мышьяково-золото-серебряная, 6 — мышьяково-ртутная.

чае большого среза — вдоль и вокруг него, на некотором удалении в стороны, определяя тем самым их поисковое значение.

Рудные зоны в рудно-метасоматической колонне также, как правило, имеют различную морфологию и минералогический состав. При полном ее развитии происходит отложение минерализации, согласной прямому ряду зональности. Однако нередко формируется и обратная зональность минерализации по ходу колонны или фиксируется нарушение прямого ряда. Составление кислотно-основных характеристик главных минералов, определяющих преимущественный состав рудных подзон по величинам условных потенциалов, позволяет установить тенденцию уменьшения этих величин от краевых частей рудной зоны к центральным, где сосредоточено наибольшее число продуктивных минеральных ассоциаций.

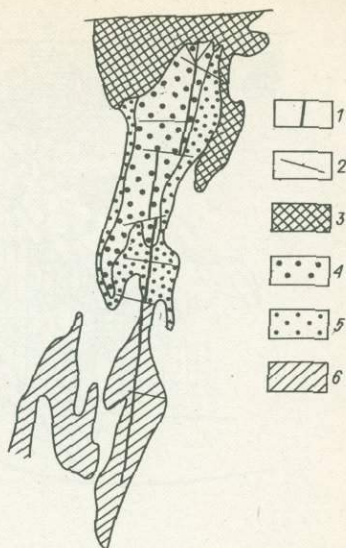
Характер взаимоотношений верхней безрудной кварцевой и рудной зон может быть различен и определяется особенностями структур месторождений. В одних случаях кремневидные метасоматиты залегают в виде субгоризонтальных линз, развивающихся по пологим нарушениям над крупнопадающими рудными телами; в других — безрудные жилы различной ориентировки располагаются над рудными штокверками; в третьих — они совмещаются: безрудная пологая кварцевая залежь развита вдоль контракционных трещин в гранитоидах, а на нее наложена рудная минерализация, возможны, видимо, и другие формы.

Механизм формирования верхней безрудной кварцевой зоны пока не совсем ясен. Она образуется в результате либо поступления первых порций обогащенных кремнеземом растворов из рудогенерирующего очага, либо опережающего кислотного выщелачивания. Ряд признаков свидетельствует о сопряженном процессе выщелачивания, перемещения кремнезема в верхнюю зону и затем отложения рудного вещества под ней.

Очевидно, данной закономерностью можно объяснить открытие некоторых крупных месторождений (например, БалеЙского) лишь после многократного периодического возобновления разведочных работ, вскрывавших ранее на поверхности только слабозолотоносные кварцевые жилы. Отмеченные здесь, а также другие особенности генезиса месторождений реально отражаются в характере полиэлементных геохимических полей ассоциациями элементов, в связи с чем представляется перспективным их использование для прогноза на глубину. Ассоциации элементов закономерно изменяются с глубиной и на каждом сечении характеризуются своими особенностями.

Применение методики МП при обработке результатов геохимических исследований эндогенных процессов рассмотрим на примере изучения разноглубинных рудных месторождений в областях тектономагматической активизации.

На БалеЙском месторождении близповерхностного типа проявлена четко выраженная "прямая" зональность. Как видно из рис. 5, на уровне зоны максимального оруденения развиваются ореолы с преобладанием золота, со



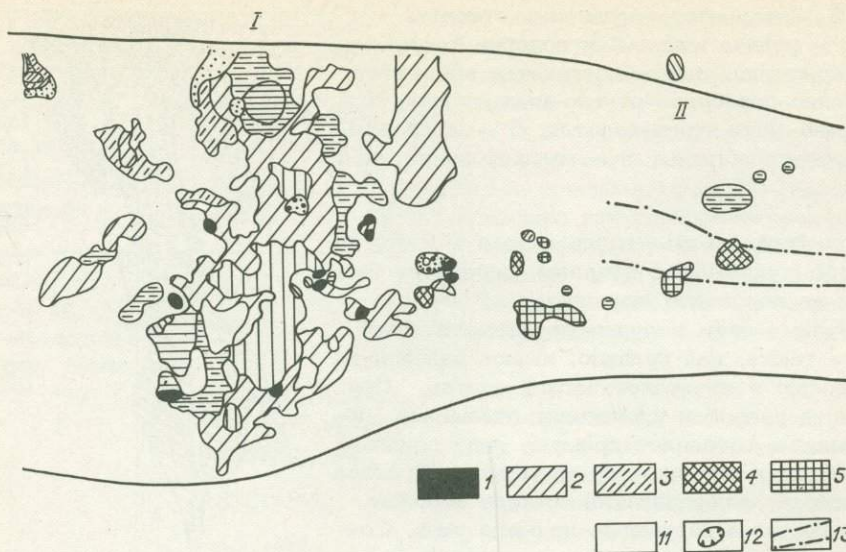


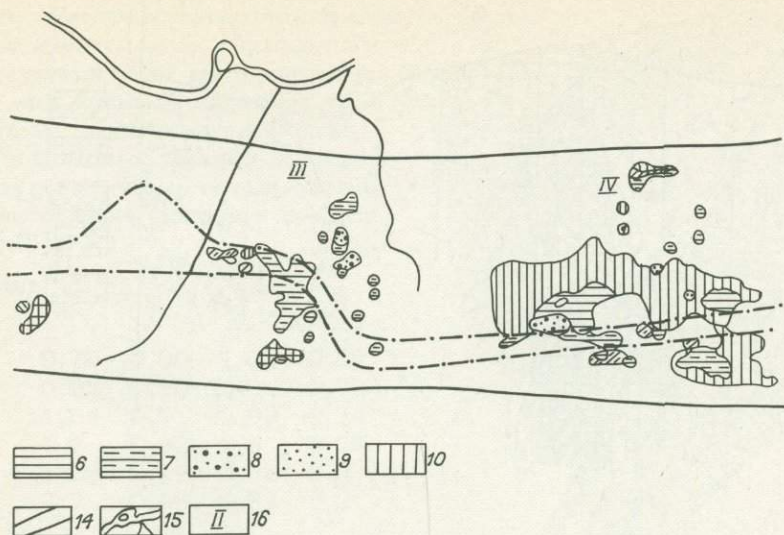
Рис. 6. Полиэлементная геохимическая карта рудной зоны.

1-10 - ассоциации: 1-3 - золотые разной степени контрастности; 4 -  $Ag_{267} Bi_{37}$ , 5 -  $Ag_{21-30}$ , 6 -  $As_{83-92} Bi_{13-50}$ , 7 -  $As_{11-22} Bi_{13-50}$ , 8 -  $Bi_{85} V_{59}$ , 9 -  $Bi_{18}$ , 10 -  $V_{63-67} Bi_{15-20}$ , 11 - фон; 12 - контур карьера; 13 - контур полосы с повышенным содержанием ртути; 14 - рудная зона; 15 - реки; 16 - участки: рудопроявления ( I ), горы Гришевской ( II ), месторождения ( III ), горы Байц ( IV ).

всех сторон они окаймляются мышьяково-серебряной, а над ними - медно-серебряно-ртутно-мышьяковой ассоциацией. Однако в нижней части разреза вновь появляется слабоконтрастная мышьяково-ртутная ассоциация, фиксирующая наличие ранней золото-сульфидной стадии минерализации. Характерной особенностью ореолов, развивающихся в пористых песчано-конгломератных отложениях вблизи поверхности, является их резкое расширение вверх по восстанию. В связи с этим в верхних горизонтах и на поверхности коренных пород рудного поля ореолы распределены практически в пределах всего центрального блока грабена.

Зональность Илинско-Дыбыксинского рудного поля субвулканической (малоглубинной) зоны рудоотложения проявляется в развитии на флангах кварц-турмалиновой минерализации и золотоносных апатит-актинолит-биотитовых метасоматитов, которые хорошо фиксируются ореолами бора, мышьяка, висмута, золота, фтора. Месторождение же пиритизированных березитов (уч. III) отличается лишь слабыми ореолами мышьяка и висмута, что обусловлено невысокими содержаниями золота в брекчиях и малым в них количеством сульфидов (рис. 6).

В разрезе этого месторождения ореолы мышьяка и золота довольно монотонно прослеживаются на всю разведанную глубину без изменений. Лишь в пределах рудных столбов повышаются содержания золота и мышьяка. Однако в продольном разрезе видна зональность этих элементов (рис. 7). В трубообразной рудной зоне максимальные содержания золота располагаются на нижнем горизонте, а ореолы мышьяка расширяются к поверхности.



Характер перераспределения петрогенных элементов в поперечном разрезе этого месторождения представлен на рис. 8. Устанавливается, что в пределах общего контура золоторудной зоны фиксируются поля с отрицательными значениями КК окислов ( $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ). Мощность полей с отрицательными значениями КК этих окислов зависит от мощности золоторудной зоны и уровня содержаний в ней золота, т.е. от степени гидротермальной проработки пород. Максимум же содержаний петрогенных элементов фиксируется на некотором удалении от золоторудной зоны. Содержания кремнезема, наоборот, с боков зоны отрицательные, а в зоне повышаются. Можно полагать, что привнос кремнезема в рудную зону осуществлялся гидротермальными растворами не из глубин, а за счет перераспределения вещества вмещающих пород, из которых заимствовались прежде всего кремний и, очевидно, золото. Данный пример иллюстрирует возможность использования метода МП и при изучении характера перераспределения вещества горных пород.

На рудных месторождениях характерными элементами, фиксирующими особенности перераспределения вещества и зональность, нередко являются элементы не только с высокими КК, но и с низкими (например,  $\text{Li}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Mn}$  и др. на золоторудных месторождениях). При решении задачи на ЭВМ, в которую включены та и другая группы элементов, часто зональность слабкоконтрастных элементов "затушевывается" на фоне высококонтрастных. В связи с этим для выявления структуры ореолов и зональности низкоконтрастных элементов задача может быть решена вторично без высококонтрастных элементов. На рис. 9 показаны ореолы высоко- и слабкоконтрастных элементов в разрезе Любавинского малосульфидного месторождения среднеглубинной зоны рудоотложения. Как видно, ассоциации высококонтрастных элементов -  $\text{Au}$   $\text{Hg}$   $\text{As}$  закономерно располагаются в пространстве относительно участков интенсивного золотого оруденения: ассоциации с преобладающим количеством золота оконтуривают золоторудные жилы, а ассоциации с преобладанием  $\text{As}$  и  $\text{Hg}$  наблюдаются в местах выклинивания жил и на некотором удалении от них. При вторичном решении без учета  $\text{Au}$   $\text{As}$  и  $\text{Hg}$  выявляется зональность малококонтрастных элементов ореолов. Она характеризует-

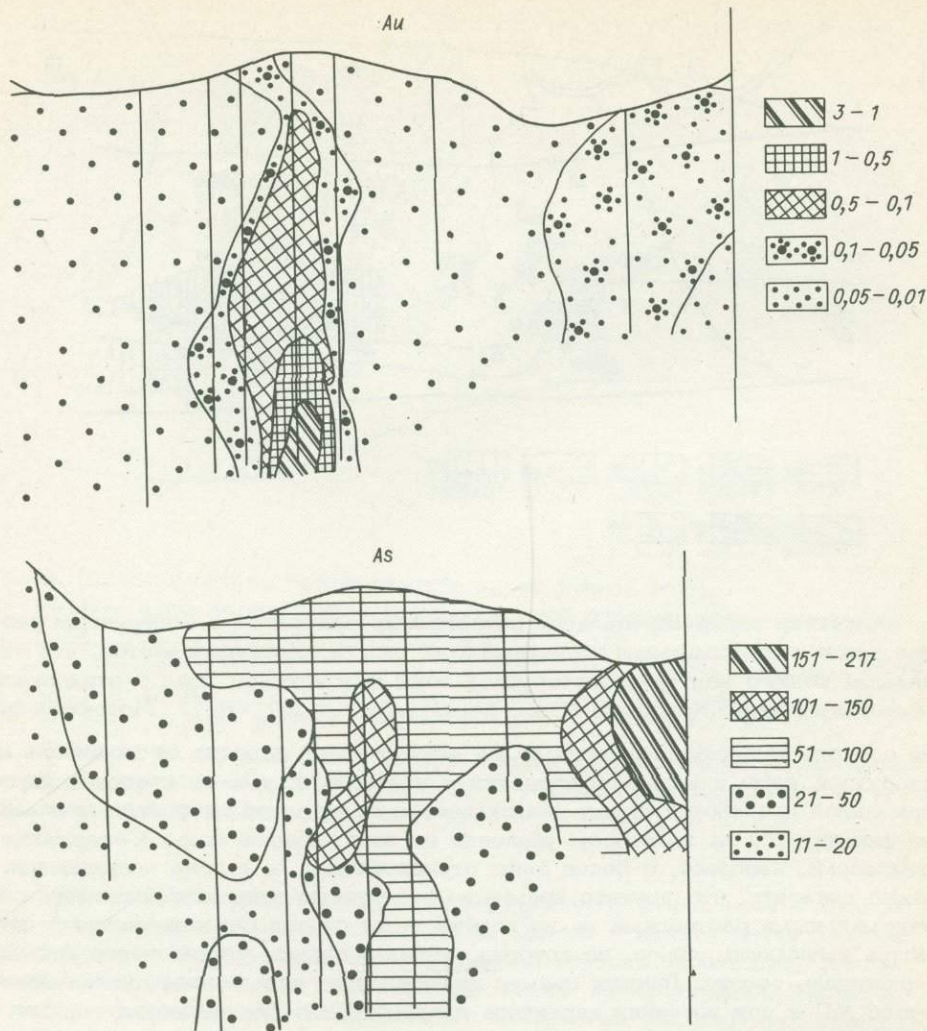


Рис. 7. Первичные ореолы золота (усл. ед.) и мышьяка ( $n \cdot 10^{-3} \%$ ) вдоль рудной структуры (вкрест рассмотренных выше буровых разрезов).

ся наличием молибден-вольфрамовой, а затем вольфрам-молибденовой ассоциаций над рудными телами; вольфрам-молибден-серебряной ассоциации - в стороне от рудных тел, а литиевой и марганцевой - на некотором удалении от них.

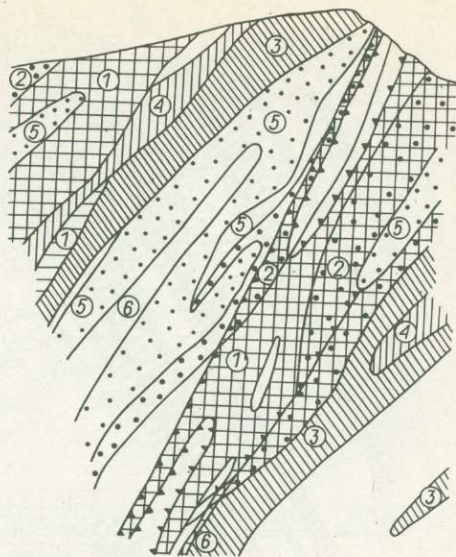
В плане рудное поле вытягивается вдоль зон глубинных нарушений, трассируемых серией малых интрузий (рис. 10). Рудная зона подразделяется на три части, различающиеся по уровню эрозионного среза. Центральная часть зоны срезается современной эрозионной поверхностью на уровне наиболее интенсивного золотого оруденения и фиксируется главным образом золото-мышьяковыми ассоциациями, восточный фланг - серебро-литий-марганцевыми ассоциациями, свойственными надрудным частям месторождений, а западный фланг - слабыми ореолами мышьяка, серебра и бора, характерными для их нижних частей.

Рис. 8. Распределение концентраций петрогенных элементов в поперечном разрезе рудной зоны месторождения. Рудная зона показана залитыми треугольниками вдоль контурной линии, внутри зоны этими знаками выделены наиболее обогащенные золотом части зоны. Ассоциации окислов и их КК:

Номер ассоциации	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1	0,76	0,90	1,03	0,67
2	0,97	0,90	1,02	0,78
3	1,64	0,9	0,99	0,74
4	1,2	0,92	1,0	0,77
5	1,2	0,88	0,98	0,3
6	2,7	0,96	0,83	2,2

Окончание рис. 8

Номер ассоциации	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
1	1,06	0,49	0,78	0,07	1,0
2	1,04	0,71	0,72	0,49	0,87
3	1,09	1,1	0,77	1,25	0,98
4	1,0	0,94	0,81	0,7	1,01
5	1,03	1,01	0,74	0,57	1,02
6	0,93	1,08	1,4	1,8	1,6



На некоторых месторождениях контрастность всех исследуемых элементов низкая (КК-1,2-5, редко более), и применение обычных приемов выявления зональности не дает однозначных результатов. Решение задачи методом МП, несмотря на крайне низкую контрастность элементов, позволяет вы-

явить как общую зональность, так и тонкую структуру ореолов, которую можно использовать в целях прогноза оруденения. Покажем это на примере сульфидно-кварцевой минерализации в черных сланцах, относящейся к глубинным метаморфогенно-гидротермальным месторождениям. По данным В.В. Поликарпочкина и др. /1982/, пологопадающая зона минерализации отображается ассоциациями 1-й и 2-й групп, характеризующимися наибольшими концентрациями золота, свинца, цинка, меди, молибдена, серебра и др. (рис. 11). Зональность этой зоны минерализации выражается в смене на глубине первой группы классов второй, отличающейся сокращенным перечнем элементов, уменьшенными содержаниями серебра и увеличенными - висмута и мышьяка. Ореолы описываемой зоны минерализации изучены в всياчем боку. Первые две группы ассоциаций окаймляются 3-й и 4-й группами, трассирующими бедные краевые и отходящие в всиячий бок участки минерализации. В них на глубине (4-я группа ассоциаций) количество элементов также сокращено по сравнению с 3-й группой ассоциаций, расположенной в верхних частях зоны. Золото тесно связано с сульфидами, хотя и в различных количественных соотношениях. В первых двух ассоциациях роль золота выше, чем в 3-й и 4-й, а в последних - выше, чем в 5-й и 6-й. К всиячему боку рудной зоны приурочены ассоциации 5-й группы с более высокими содержаниями серебра, а также мышьяка и висмута, которые появляются здесь снова, как и в глубинных частях структуры. В всиячем боку глубинной части структуры формируются более бедными и малочисленными ассоциациями 6-й группы.

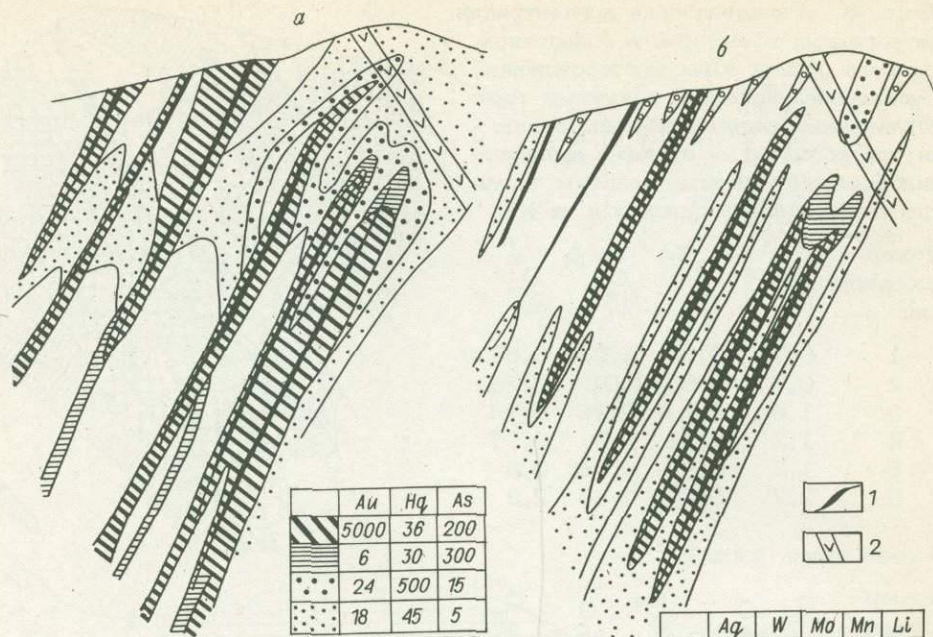


Рис. 9. Высококонтрастные (а) и низкоконтрастные (б) ореолы малосульфидного золоторудного месторождения среднеглубинной зоны рудоотложения.

1 - рудные жилы; 2 - дайки гранит-порфиров. В таблицах даны КК, в пустых клетках - КК=3 и менее.

Возрастание содержаний серебра по восстанию рудной зоны и образование в ее верхней части и в висячем боку ореолов хрома видно на моноэлементных профилях /Поликарпочкин и др., 1982/. Из нижней части зоны хром выносятся. Рассматриваемая рудная зона сформировалась в результате метасоматического характера процесса минерализации. В связи с этим зоны выноса сопряжены с зонами отложения многих редких и рассеянных (халько-, лито- и сидерофильных), а также породообразующих элементов на этом и многих месторождениях другого типа. Все эти особенности перераспределения элементов устанавливаются при внимательном анализе таблиц КК в совокупности с поли- и моноэлементными картами и разрезами.

Рассмотрев некоторые примеры выявления зональности, можно отметить, что все особенности генезиса месторождений реально отражаются в характере полиэлементных геохимических полей ассоциациями элементов. Естественно, для оценки какого-либо слабоизученного оруденения необходимо иметь хорошо изученный эталонный объект. По изменению ассоциаций в пространстве и КК их элементов устанавливается зональность, характеризующая сменой совокупности элементов.

Кроме качественно-количественных показателей, выражаемых ассоциациями элементов, как правило, используются количественные характеристики ореолов - изменение с глубиной средних содержаний и дисперсий, отношений родственных пар элементов, например  $Ag/Au$ ,  $As/Sb$  и т.д., а также показателей корреляционных связей элементов. Из пар элементов для зо-

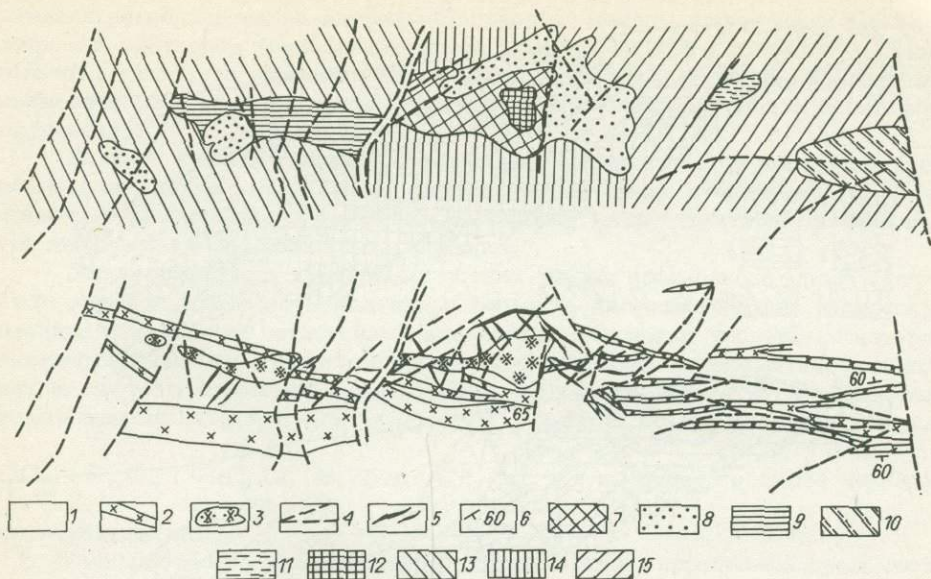


Рис. 10. Первичные ореолы центральной части рудного поля среднеглубинной зоны рудоотложения.

1 - метаморфизованная песчано-сланцевая толща; 2 - дайки гранитов и гранодиоритов; 3 - штоки гранодиоритов; 4 - тектонические нарушения; 5 - рудные тела; 6 - углы падения пород; 7-12 - ассоциации рудных зон и их КК: 7 -  $Ag_{92} Au_{30} Hg_{15}$ , 8 -  $As_{30} Hg_{18} Au_{10}$ , 9 -  $Au_{17} As_{10} Hg_5$ , 10 -  $B_7 Ag_{13}$ , 11 -  $B_7 W_{80}$ , 12 - Au; 13-15 - ассоциации рудных полей: 13 - Hg Au Mn, 14 - Au Hg As, 15 - B Ag Mn.

лоторудных месторождений наиболее информативным является отношение  $Ag/Au$ . Это отношение служит прежде всего индикатором глубины и температуры образования месторождения и может рассматриваться как мера сравнительной миграционной способности серебра и золота, зависящей от их геохимических свойств. Зоны максимальных концентраций и абсолютных количеств (продуктивностей) этих элементов располагаются, как правило, на одном или близких вертикальных интервалах. Различие заключается в том, что вертикальный интервал максимальных концентраций золота выделяется резко, в то время как кривая содержания серебра характеризуется большей растянутостью и меньшей разницей между концентрациями в зоне максимального оруденения и непосредственно над и под нею. В связи с этим кривая  $Ag/Au$  имеет, как правило, два максимума - больший сверху и меньший внизу с минимумом в зоне оптимального оруденения. Это объясняется тем, что в низах месторождения преимущественно отлагается серебро, кроме того, оно более стабильно отлагается по вертикали, максимальное же количество золота отлагается на более локальных вертикальных интервалах. Вкrest рудных зон, независимо от глубины их сечения, отношение  $Ag/Au$  также увеличивается по мере удаления от жил. Это означает, что серебро в меньшей степени, по сравнению с золотом, концентрируется в жилах и в большей

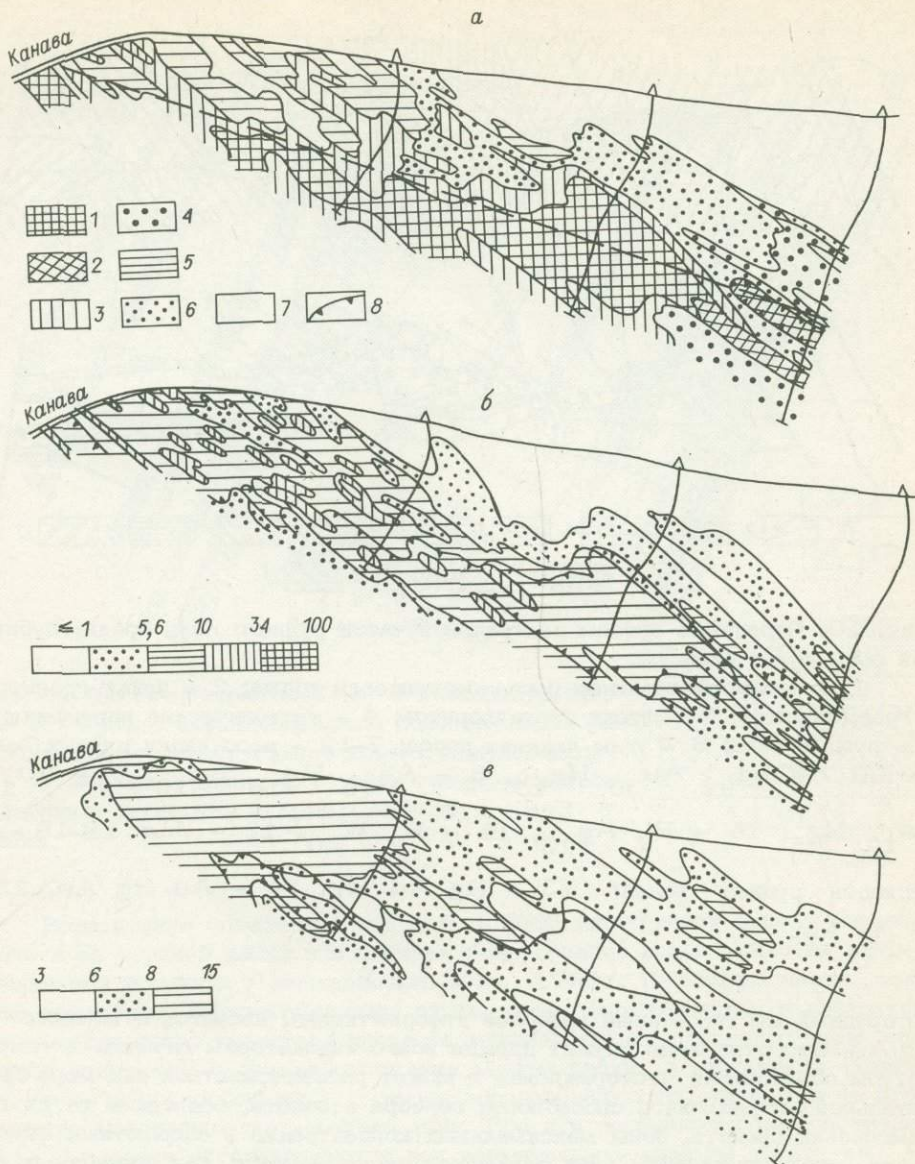


Рис. 11. Вертикальный разрез зоны сульфидно-кварцевой минерализации. а - геохимические классы, б - содержание серебра ( $10^{-6}$  %), в - хрома ( $10^{-3}$  %).

1-6 - группы классов: 1 -  $Au, \frac{Ag}{6-30}, \frac{Pb}{1,5-4,2}, \frac{Mo}{1,5-3,1},$   
 $\frac{Cu}{1,2-1,7}, \frac{Ni Co}{1,7-2,1}$ ; 2 -  $Au, \frac{Ag}{2,5}, \frac{Bi}{2}, \frac{Pb}{1,3}$ , 3 -  $Au, \frac{Ag}{3,5-18},$   
 $\frac{Mo}{1,7-2,5}, \frac{As}{2,7}, \frac{Pb}{1,5-2,5}, \frac{Ni Co}{1,9-2,2}$ ; 4 -  $Au, \frac{As}{2-10}, \frac{Ag}{2-5}, \frac{Bi}{1,5-3,2};$

степени рассеивается во вмещающих породах. Каналы или пути движения рудоносных растворов четко фиксируются минимумом этого отношения. Таким образом, участки с минимальными отношениями  $Ag/Au$  четко обрисовывают положение богатых рудных тел, а в пределах последних — зон оптимального оруденения.

В связи с этим величина отношения  $Ag/Au$  является надежным критерием уровня эрозионного среза, сравнительной оценки степени золотого оруденения в различных рудных телах, выявления микроструктуры ореолов и путей движения гидротермальных растворов.

Дополнительными критериями оценки уровня эрозионного среза могут быть метасоматические изменения и формулы, характеризующие перераспределение щелочных и петрогенных элементов. Например, уровень концентраций элементов щелочной группы согласуется с составом метасоматических изменений, поэтому отношение концентраций  $K/Na$ ;  $K, Rb, Cs/Na$  или отношения окислов  $CaO, MnO, MgO, CO_2 / SiO_2$ ;  $K_2O, CaO, MnO, MgO, CO_2 / P_2O_5$ ;  $Ba, Li, B, Mn / Cr, Ni$  и т.д. являются также показателями зональности.

Таким образом, зональность и, следовательно, эрозионный срез месторождений определяются по комплексу геохимических критериев, характеризующих в конечном итоге структуру рудоотложения и перераспределения вещества горных пород в пределах месторождений. Такими критериями являются: 1) смена геохимических ассоциаций; 2) распределение концентраций различных элементов по глубине месторождения, иногда описываемых эмпирическими формулами; 3) отношения рудных элементов; 4) формулы, характеризующие перераспределение петрогенных элементов и их окислов.

Зональность рудных столбов выявляется при детальном изучении рудных тел. Известно, что наиболее богатое оруденение сосредоточивается лишь в части всей плоскости кварцевых жил, именуемых с давних пор рудными столбами. При этом каждый рудный столб распадается на ряд еще более мелких локальных участков с богатыми и относительно бедными рудами. В таких рудных столбах фиксируются весьма высокие дисперсии содержаний золота, а распределение его концентраций от центральных частей в сторону характеризуется, как правило, логнормальным законом, но градиенты концентраций в верхнюю сторону обычно больше, чем в нижнюю.

Хорошо известно, что наличие столбов определяется главным образом геолого-структурными условиями рудовмещающих трещин, определяющими физико-химическую дифференциацию гидротермальных систем: изгибами жил, пересечениями трещин разных направлений, зонами дробления и геохимическими экранами и т.д. Для большинства месторождений характерно наличие нескольких рудных столбов по вертикали, что определяет волновой характер распределения металла.

На всех месторождениях в пределах рудных столбов отмечаются наиболее полные наборы минеральных компонентов и максимальное количество ми-

---

5 -  $Au, \frac{Ag}{4-92}, \frac{Bi}{1,5-8,8}, \frac{As}{<1,7-3,2}, \frac{Cu}{1,8-3,5}, \frac{Co}{1,3-3,4},$   
 $\frac{Ni}{1,6-2}, \frac{Cr}{1,4-1,7}$ ; 6 -  $Au, \frac{Ag}{1,5-3,8}, \frac{Mo}{1,2-2}, \frac{Bi}{1,2-1,9}$ ; 7 -  
 фоновые содержания; 8 - контуры классов 1 и 2.

нералов "продуктивных" ассоциаций. На золоторудных месторождениях полиминеральные сложные комплексы значительно богаче золотом, нежели более простые или мономинеральные, которые распространены значительно шире рудных столбов, часто окаймляют их.

Состав парагенетических минеральных ассоциаций золота варьирует. Обычно в них присутствуют халькопирит, галенит, сложные сульфиды серебра, свинца, сурьмы (блеклые руды, бурнонит, буланжерит, тетраэдрит), а также теллуриды. Сульфосоли ассоциируют с золотом в рудах всех формационных типов, но их количество увеличивается от среднеглубинных к приповерхностным месторождениям. Для последних характерны парагенезисы золота с фрейбергитом, миаргиритом, пираргиритом, иногда с аргентитом, пруститом и др. Часто золото ассоциирует с висмутином. Однако золото, как правило, выделяется несколько позднее ассоциирующихся с ним сульфидов и образует в них тонкие прожилки, что свидетельствует о дифференциации металлоносных растворов, в которых золото было, по-видимому, подвижным более длительное время, чем соединения других металлов.

Таким образом, большая площадь кварцевых жил сложена однообразными минеральными парагенезисами (в основном сульфидами железа и мышьяка), а локальные участки — рудные столбы — сложными и варьирующими в зависимости от типа руд парагенезисами (в большинстве соединениями меди, серебра, свинца, висмута, теллура и сурьмы).

Общими характерными особенностями зональности рудных столбов в рудных телах различных по глубинности месторождений являются следующие. Зональность в рудных столбах выражается в последовательной смене одних минералогеохимических ассоциаций другими. В центрах рудных столбов практически всегда развивается халькопиритовая минерализация, вокруг нее — галенитсфалеритовая, а сверху и внизу — сульфоантимонитовая. Кварцпиритарсенопиритовая ассоциация распространяется по всей плоскости рудных столбов (жил) с преобладанием арсенопирита сверху и на флангах, а пирита — в нижней части. Карбонатная ассоциация развивается также по всей плоскости жилы, но преобладает на периферических участках рудных столбов и жил. Соответственно фиксируется и геохимическая зональность (рис. 12). Максимальные содержания (и, следовательно, КК) большинства элементов приурочены к центральной части рудного столба, но градиенты изменения содержания для разных элементов по направлению от этого центра, как правило, различны. Это различие и обуславливает геохимическую зональность. В центральных частях рудного столба в ассоциациях максимальные КК отмечены у меди, затем — у свинца, цинка и серебра, а в периферических частях — у мышьяка, марганца. К периферическим частям рудных столбов иногда приурочены повышенные концентрации бора, вольфрама и других элементов дозолоторудного этапа формирования месторождений. Эти элементы в процессе формирования золотых руд выщелачиваются из вмещающих пород и перемещаются в периферических зонах рудных столбов и жил. В целом элементыспутники можно подразделить на две группы. Максимальные концентрации элементов первой группы — Cu, Pb, Bi, Ag, Sb — располагаются вблизи обогащенных золотом участков, а второй группы — As, W, Mo, Ni, Co, Mn — приурочены к фланговым частям рудных столбов и жил.

В околожилных ореольных зонах каждого рудного столба от центральных его частей к периферии, как правило, фиксируется уменьшение концентраций серебра, свинца, цинка и, наоборот, увеличение мышьяка, вольфрама, олова, молибдена, кобальта, выносимых из объема, занятого жильным веществом. В связи с этим нередко концентрации последних элементов зависят от мощности жильных зон.

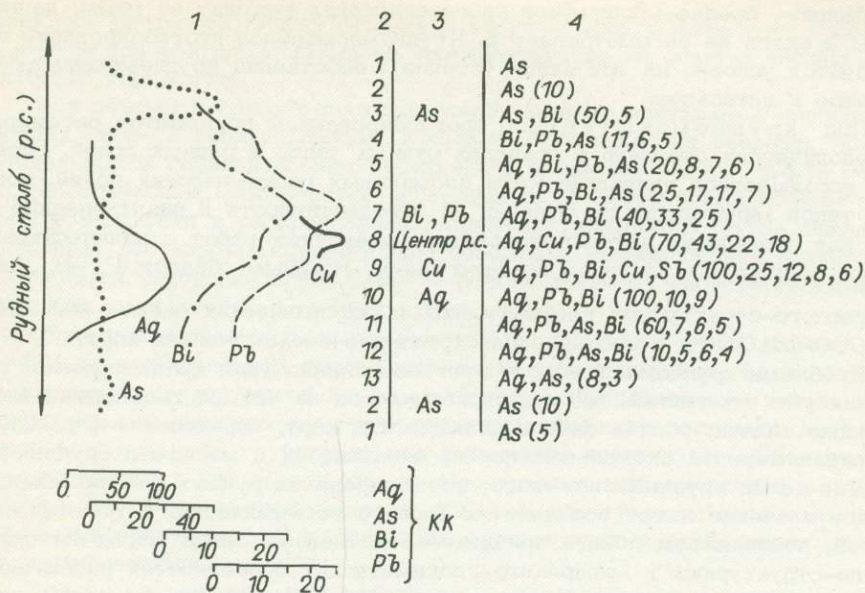


Рис. 12. Характер расположения элементов в пределах рудного столба (в плоскости тела, сечение вертикальное).

1 - графики изменения КК по вертикальному сечению рудного столба; 2 - номера ассоциаций; 3 - максимумы отношения элементов; 4 - ассоциации (в скобках - относительное количество отложения элементов, выраженное коэффициентом контрастности).

Описанная зональность рудных столбов в принципе является общей и характерной для месторождений всех глубинных зон. Различие заключается лишь в количественном составе элементов. По мере увеличения глубинности зон в рудных столбах уменьшается количество сложных сульфидов серебра, сурьмы, висмута, затем сульфидов свинца, цинка, меди и мышьяка; соответственно увеличивается количество пирита, молибденита, вольфрамита.

Таким образом, изучение зональности ассоциаций химических элементов типов оруденения или зон рудоотложения (что ассоциируется с зональностью рудных узлов и полей), месторождений и рудных жил рудных столбов позволяет подойти к решению важной как в научном, так и практическом отношении задачи оценки глубоких частей месторождений, т.е. к проблеме крупномасштабного прогнозирования.

## 2.2. КРУПНОМАСШТАБНОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

### 2.2.1. Общие положения

В основе всех прогнозов должно лежать ясное представление об особенностях развития металлогении региона и закономерностях размещения оруденения. При этом прогнозирование должно быть разномасштабным с использованием количественных геохимических параметров.

По масштабности прогнозирования можно подразделить на две крупные категории: мелко-, среднемасштабное - построение главным образом прогнозно-металлогенических карт масштаба 1:1 000 000-1:200 000 и крупномасштабное /Китаев, Малямин, 1986/.

Мелко-, средне-масштабное прогнозирование выходит за рамки данной работы и здесь не рассматривается. Крупномасштабное прогнозирование подразделяется условно на три этапа (стадии): собственно крупномасштабное, локальное и детальное.

Под крупномасштабным прогнозированием понимается расшифровка геологических структур в пределах рудных узлов и рудных полей, определение формационной принадлежности аномальных геохимических полей, зональности типов минерализации, степени их перспективности и оконтуривание участков для проведения детальных поисково-оценочных работ с количественной оценкой прогнозных ресурсов по категориям, главным образом  $P_3-P_1$ , на основе геолого-структурных геофизических и геохимических съемок масштаба 1:50 000-1:10 000 и составления структурно-геохимических карт.

Проблема крупномасштабного прогнозирования (или количественной оценки), как уже отмечалось выше, подразделяется на четыре главнейшие взаимосвязанные задачи: составление геохимических карт, определение формационной принадлежности аномальных полей, зональности и масштаба оруденения.

Для целей крупномасштабного прогнозирования рудных месторождений большое значение имеет создание их геолого-геохимических и генетических моделей, позволяющих понять причинно-следственные связи магматических, геолого-структурных и минералого-геохимических особенностей развития магматогенно-рудной системы. Такие модели, основополагающее значение которых определено Л.В. Таусоном, дают возможность прогнозировать оруденение на всех стадиях геолого-разведочных работ. Построение таких моделей целесообразно осуществлять, исходя из общих закономерностей развития рудно-магматических систем с учетом геологического строения конкретных месторождений различных зон рудоотложения. Особенности развития этих систем находят отражение в геохимических полях, в связи с чем существует определенная связь между масштабностью геохимических полей и оруденением.

Локальное прогнозирование включает расшифровку геолого-структурных особенностей рудных зон и рудных тел с выявлением внутренней структуры месторождений, качественную характеристику каждого формационного типа минерализации, выявление эрозионного среза, количественную оценку по категории, в основном  $P_1$ . В итоге устанавливаются места заложения поисково-разведочных выработок на основе геологического изучения объектов в масштабе 1:10 000-1:2 000, составление объемных геолого-геохимических моделей. Таким образом, главной задачей локального прогнозирования является ответ на вопрос, где руда и сколько ее.

Решение задачи локального прогнозирования с подсчетом прогнозных ресурсов может идти по разным направлениям. Первое направление - это изучение рудных полей путем геохимических съемок в различных средах: в песчано-илистых отложениях рек (потоки рассеяния), в делювиальных отложениях (вторичные ореолы) и в коренных породах (первичные ореолы), а также в воде и растениях (гидро- и биогеохимические ореолы). Сравнение ореолов в различных средах позволит выявить особенности, которые могут быть использованы как в практическом отношении (определение прогноза ресурсов металлов), так и в теоретическом плане (установление закономерностей миграции химических элементов в различных средах).

Вторым направлением разработки этого вопроса является конструирование объемных геолого-геохимических моделей рудных месторождений. Эти модели могут составляться путем обработки геохимических данных по горизонтальным либо вертикальным срезам в зависимости от морфологии рудных тел и наличия разведочных выработок. Наглядное объемное представление структуры геохимического поля дает возможность получить наиболее полные сведения о распределении и морфологии центров оруденения, путях движения

рудоносных растворов, общей структуре геохимического поля, что, несомненно, явится основой для локального прогнозирования на флангах рудных полей и глубоких горизонтах.

Под объемной геолого-геохимической моделью понимается изображение строения моно- и полиэлементных геохимических полей на разрезах, планах, вертикальных и горизонтальных проекциях и блок-диаграммах, т.е. в объемном геологическом пространстве исследуемых объектов с выявлением объемной зональности в распределении химических элементов, путей движения рудоносных растворов. Главной целью объемного моделирования является глубинное прогнозирование оруденения на основе изучения свойств геохимических полей и их геологической интерпретации.

Объемная зональность выражается более наглядно при выявлении методом МП последовательной смены ассоциаций элементов и их количественных характеристик. Такой метод дает возможность отображения не только рядов зональности, но и структуры геохимических полей, что позволяет прогнозировать оруденение на глубину по геохимическим ассоциациям. Объемная модель, построенная для одного или группы сходных месторождений, может быть наделена как общими, характерными для всей совокупности свойствами, так и частными (внутренними) свойствами, определяющими особенности отдельных месторождений.

Третье направление моделирования – создание генетических геолого-геохимических моделей, включающих все вопросы, касающиеся рудообразования. Это направление успешно развивается Л.В. Таусоном при изучении рудно-магматических систем. Оно является всеобъемлющим и включает все имеющиеся данные, касающиеся источника рудного вещества, связи с магматизмом, геохимическими полями, физико-химического моделирования процесса.

Детальное прогнозирование осуществляется при разведочных и эксплуатационных работах путем построения разрезов и планов в масштабе 1:2000–1:500 и крупнее. Задачей детального прогнозирования являются оконтуривание и дифференциация рудоносных зон, корреляция и увязка рудных тел. Таким образом, крупномасштабное прогнозирование в целом служит основой для прямых подсчетов прогнозных ресурсов основных и сопутствующих элементов по категориям  $P_3$ – $P_1$ .

Рассмотренные выше положения проиллюстрируем на примере изучения рудного поля.

### 2.2.2. Крупномасштабное прогнозирование на рудном поле с близкоповерхностным месторождением

При прогнозировании соблюдались следующие условия:

- последовательность выявления закономерностей от простых к более сложным (универсальным) зависимостям (фиксация факта – построение модели с последующим толкованием его сущности – геолого-геохимическая модель);
- полнота учета информации и доступность ее вовлечения в процесс прогнозирования;
- применение геометризации как главное условие объемных прогнозных построений;
- соответствие сущности геохимической модели геологическому материалу применительно к различным стадиям геолого-разведочных работ;
- поисково-оценочные работы масштаба 1:10 000 (собственно крупномасштабное прогнозирование);

- предварительная разведка в масштабе 1:5000 (локальное прогнозирование);
- детальная разведка масштаба 1:1000-1:200 (детальное прогнозирование).

Рудный район расположен в зоне мезозойской тектономагматической активизации, в борту крупной депрессии, и представлен вулканотектонической структурой, фундаментом и обрамлением которой являются позднеюрские и раннемеловые терригенные образования. Месторождение приурочено к поздне-меловой палеовулканической постройке третьего порядка.

Здесь внедрился раннемеловой гранитный массив, в котором развились субгоризонтальные трещины отрыва, а в позднем мелу сформировалась вулканическая постройка из покровных и субвулканических формаций пород умеренно кислого состава, от дацитов до липаритов. В конце вулканической деятельности произошла закупорка жерла вулкана вязкой андезитовой магмой, в связи с чем заключительные порции магм-силла дацитов, а затем продукты гидротермальной деятельности внедрились вдоль субгоризонтальных трещин в теле гранитоидного массива, на границе с силлом дацитов. В целом структура рудного поля обусловлена сочетанием двух типов разрывных нарушений - ранних субгоризонтальных, возникших в гранитоидном массиве в процессе его становления, и поздних радиальных и кольцевых, унаследовавших общий план вулканической постройки.

Крупномасштабное прогнозирование осуществлялось путем изучения первичных ореолов на основе картировочного бурения в масштабе 1:10000. Анализ моно- и полиэлементных геохимических карт (рис. 13) с учетом геологических особенностей позволил выявить генетически различные первичные ореолы, как правило, пространственно разобщенные и соответствующие трем разновременным формационным типам геохимических полей (рис. 14).

1. Площадные слабоконтрастные эманационные ореолы Sn Mo As Bi Pb, протягивающиеся в виде полосы северо-западного направления, приуроченной к экзо- и эндоконтактовым частям массива гранитоидов. Осевые линии геохимических полей располагаются зонально относительно контакта, гранитоидного массива в порядке (в сторону от массива): Bi Mo Sn Pb As.

2. Линейные, главным образом широтные, слабо- и среднеконтрастные предрудные ореолы Sn W Bi Ag, секущие как гранитоидный массив, так и вмещающие терригенные образования.

3. Локальные контрастные ореолы Sb As Ag Au (W Pb Zn), образующие форму двух полуколец, обусловленную палеовулканическими постройками центрального типа. Южное полукольцо связано с известным палеовулканом и ассоциирующимся с ним месторождением; северное - новая предполагаемая структура, выявленная в результате анализа геохимических полей.

Установленные особенности состава и строения эндогенных ореолов позволяют считать потенциально перспективными на минерализацию геохимические поля кольцеобразной морфологии с ассоциацией Au Ag As Sb, пространственно связанные с вулканическими постройками.

Локальное прогнозирование осуществлялось на месторождении (рис. 15) при проведении поисково-оценочных работ масштаба 1:5000.

Месторождение представлено волнообразной пластовой залежью висячем боку силла дацитов, разбитой крутопадающими разломами на ряд тектонически обособленных блоков. Местами более приподнятые сводовые участки залежи в некоторых блоках выходят на поверхность и образуют сплошные площадные кварцевые образования. Внутренняя структура залежи характери-

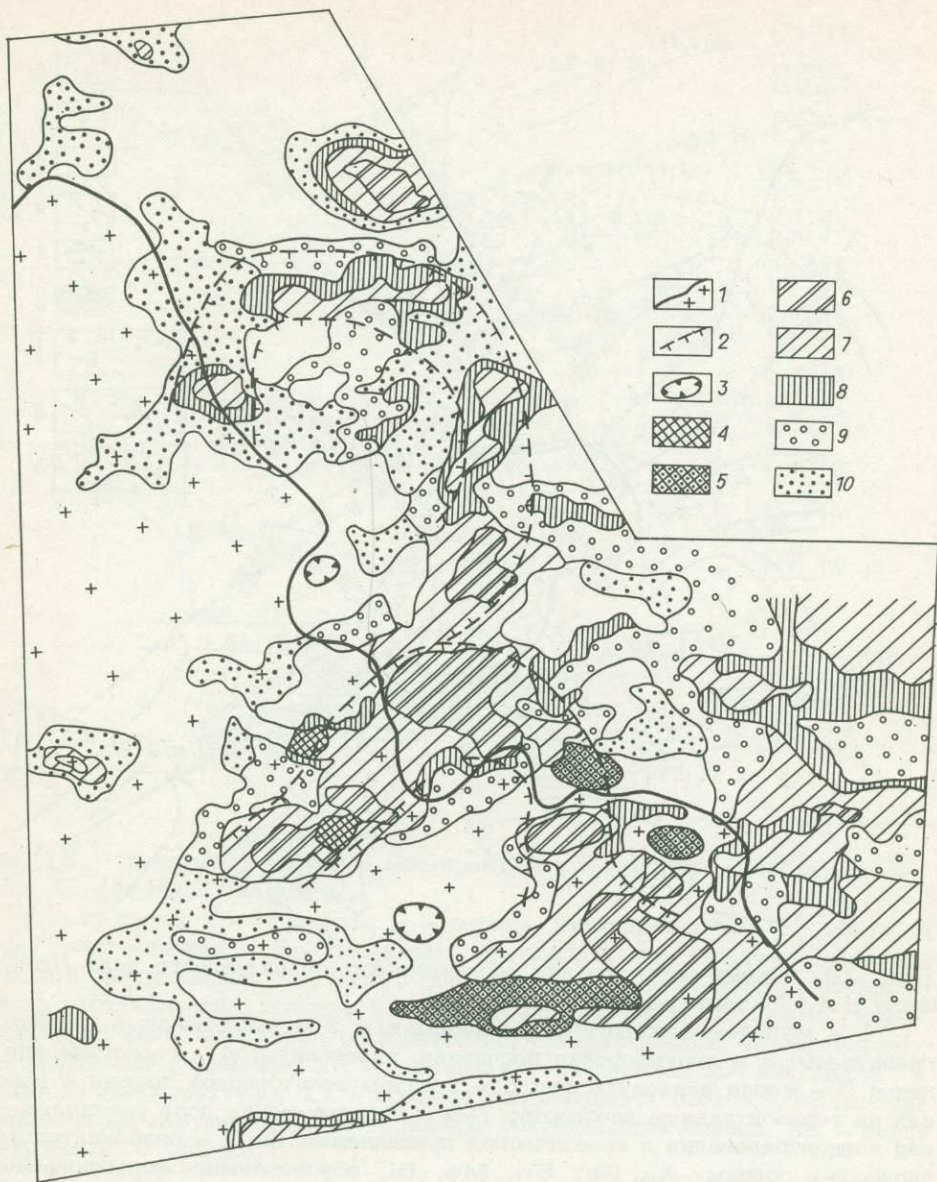


Рис. 13. Полиэлементная геохимическая карта рудного поля.

1 - контакт гранитоидов и вулканогенно-осадочной толщи; 2 - контур высококонтрастных ореолов, продуктивных ассоциаций химических элементов; 3 - жерла палеовулканов; 4-10 - геохимические ассоциации и их КК (в скобках - сопутствующие элементы): 4 -  $Au_{157} Ag_{40} Bi_{26} Sb_{13} - (Cr Mn_6 Sn_2)$ , 5 -  $Au_{63} Ag_{42} As_{10} Sb_6 (Sn W Cr_{4-6})$ , 6 -  $Ag_{250} - Au_{22} As_{15} Sb_{10} (Bi_8 W_6 Pb_6 Cr_4 Mo_3)$ , 7 -  $Ag_{50} Au_{14} As_{10} W_4 (Zr Sn_{2-4})$ , 8 -  $Ag_{24} Co_{17} Zn_{10} Pb_8 (Cr Ni_6)$ , 9 -  $Ag_{11}$ , 10 -  $(Mo As Au Bi Ag_{5-10})$ .

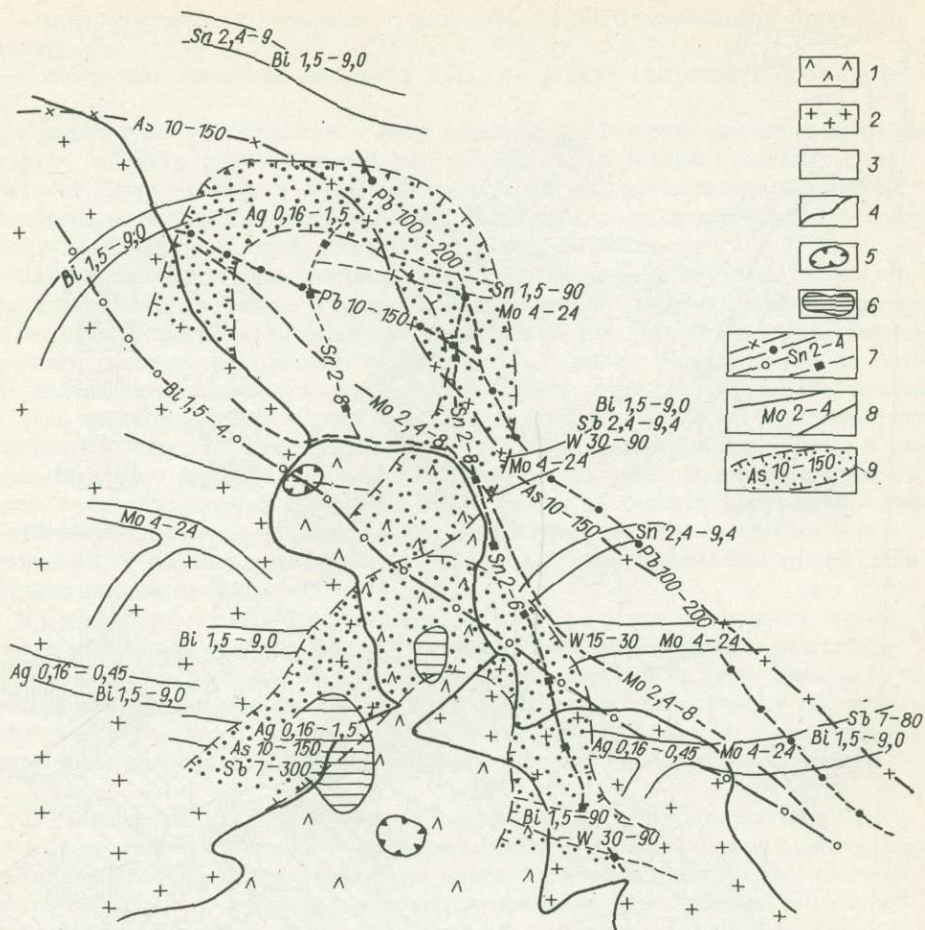


Рис. 14. Схема формирования геохимических полей рудного поля /по Китаеву Н.А., Малямину Н.Е./

1 - меловые вулканогенные образования; 2 - раннемеловые граниты, гранитоиды; 3 - верхнеюрские песчаники, алевролиты; 4 - геологические границы; 5 - жерла палеовулканов; 6 - контуры золотоносной залежи в проекции на горизонтальную плоскость; 7-9 - геохимические поля различных уровней концентрирования и генетической принадлежности: 7 - слабоконтрастные площадные ореолы As, Pb, Sn, Mo, Bi, обусловленные формированием Сергеевского массива гранитоидов (изображены осевые линии максимальных содержаний элементов в г/т), 8 - слабо-, среднеконтрастные ореолы элементов предрудного этапа минерализации (содержание ведущих элементов ассоциации, г/т), 9 - высококонтрастные геохимические поля, обусловленные близповерхностным золото-серебряным минералообразованием (содержание ведущих элементов, г/т).

зается наличием серии разрозненных "пустых" монокварцевых жилобразных тел и продуктивных зон прожилкового и метасоматического окварцевания, расположенных изолированно или наложенных на монокварцевые образования, иногда пересекающих последние.

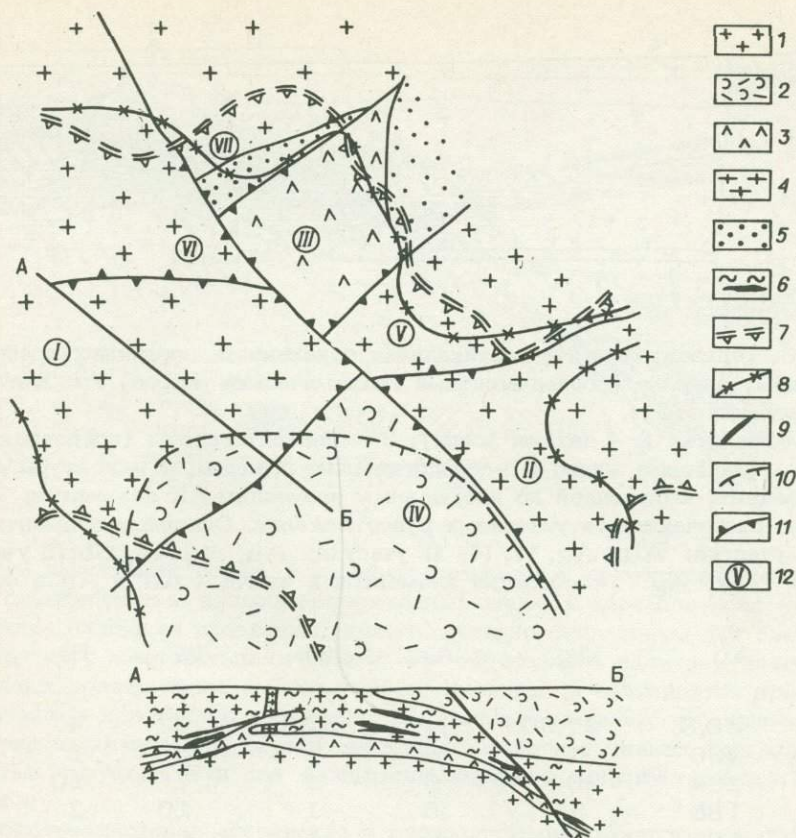


Рис. 15. Геологическая схема месторождения и геологический разрез по линии АБ /по Н.Е. Малямину/.

1 - граниты; 2 - андезиты; 3 - дациты, липаритодациты; 4 - дайки аптитов, гранит-порфиров; 5 - песчаники, алевролиты; 6 - кварцевые тела, прожилковое окварцевание; 7 - контур золотоносности месторождения, выделенный по геохимическим данным; 8 - контур площади распространения гидротермальных изменений пород (окварцевание, аргиллитизация, адуляризация); 9 - разрывные нарушения; 10 - направление погружения золотоносности к центру вулканоструктуры; 11 - границы тектонических блоков, совпадающие с разрывными нарушениями; 12 - номера тектонических блоков; АБ - линия геологического разреза.

Монокварцевые тела располагаются преимущественно в головках промышленных частей залежи (по ходу движения гидротермальных растворов) или висячем и лежащем боках. В связи с этим четко выраженных морфологических форм, а также других геологических и геофизических критериев для выделения и оконтуривания промышленных частей залежи не имеется.

В составе пластовой залежи выделяются следующие минеральные ассоциации:

- кварц-хлорит-гематитовая - формирует "ареал" тонких (3-5 мм) прихотливо ветвящихся прожилков;
- кварц-карбонатная - представлена форфоро- и кремневидным белым и беловато-серым непрозрачным кварцем, связанным с метасоматическим оквар-

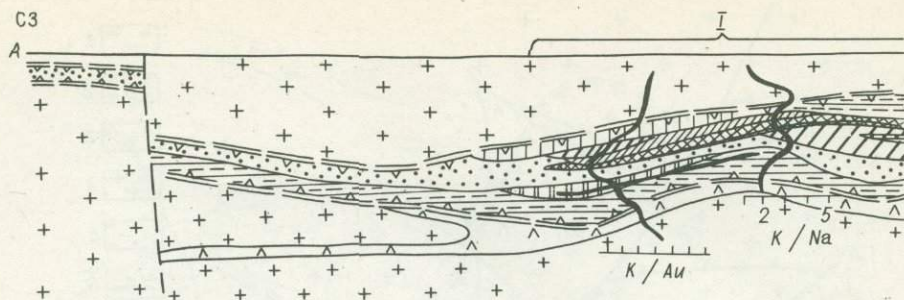


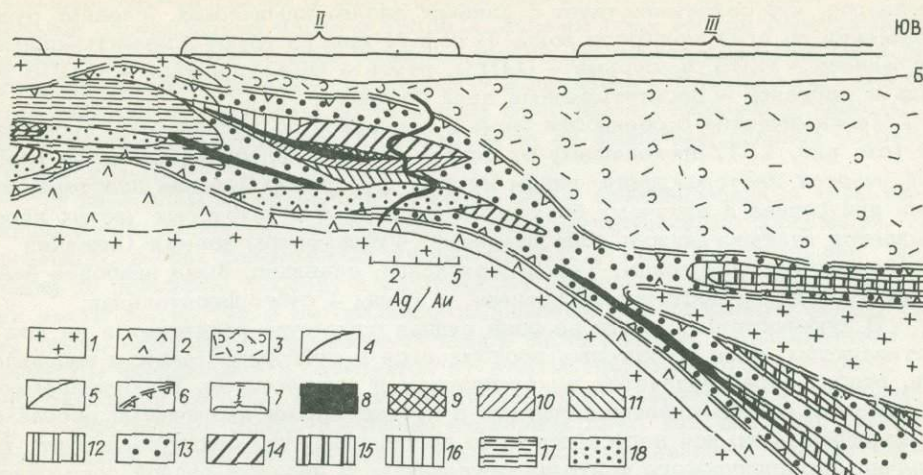
Рис. 16. Горизонтальная и вертикальная зональность первичных ореолов по радиальному разрезу (полиэлементный геохимический разрез) /по Китаеву Н.А., Малямину Н.Е./.

1 - граниты; 2 - дациты (силл); 3 - липаритодациты (покровная фация); 4 - кварцевые жилы; 5 - геологические границы; 6 - контуры золотоносной залежи, выделенной по аномальным значениям КК элементов; 7 - рудные тела, различающиеся условиями рудоотложения. Основные элементы I рудного участка: Au, Ag, W, K; II участка: Au, W, As, Sb; III участка: Au, Sb, As, Ag. Ассоциации элементов и их КК (Au и Ag в усл. ед.):

Номер ассоциации	Au	Ag	As	Sb	W	Bi	Zn
8	58,8	37,50	4	138	9	4	0,8
9	406	65	6	1	5	1	1
10	284	209	6	1	7	10	2
11	185	53	5	1	10	2	1
12	155	66	6	1	67	1	3
13	111	269	29	357	12	7	1
14	106	257	6	1	3	2	1
15	94	221	33	1125	2	14	2
16	87	126	12	122	11	4	2
17	71	54	6	1	3	2	1
18	63	44	7	1	3	1	1

Окончание рис. 16

Номер ассоциации	Cu	Pb	Mo	Hg	Ba	Li	Na	K
8	2	2	1	4	0,5	5	2	2
9	2	1	0,6	2	1	0,7	6	3
10	1	1	1	8	1	1	10	3
11	2	1	0,7	2	1	0,5	5	3
12	5	2	0,8	2	1	0,8	6	3
13	2	2	1	14	1	1	4	3
14	1	1	1	2	2	1	4	3
15	3	2	1	66	2	0,3	5	4
16	2	2	1	5	1	0,7	7	3
17	1	1	1	2	1	1	5	3
18	1	1	0,8	1	2	1	0,5	3



цеванием вмещающих пород, и карбонат-кварцевыми аметистовидными разностями с включениями разноориентированных волокон каркасно-пластинчатых агрегатов. Последние прозрачны, имеют серовато-фиолетовую или светло-серую окраску с желтоватым оттенком, что обусловлено наличием разноориентированных тонких полос желтого цвета. Их окраска объясняется присутствием тончайших кристаллов карбоната, замещенных кварцем, что явилось одной из причин возникновения широко известных псевдокальцевых каркасно-пластинчатых структур. Эти две ассоциации образуют допродуктивные жильобразные тела;

- золото-кварцевая ассоциация с гидрослюдами, адуляром и карбонатами. Рудные компоненты в ней составляют 0,5 %: пирит, марказит, халькопирит, золото, арсенипирит, аргентит, полибазит, теннантит, тетраэдрит. Она является продуктивной и подразделяется условно на две парагенетические группы: собственно золото-кварцевую и золото-прустит-пираргировую. Кварц, как правило, халцедоновый, каркасно-пластинчатый, тонко- и мелкозернистый. Для кварцевых и адуляр-кварцевых образований характерны полосчатые, тонкополосчатые, брекчиевые, реже - массивные и крустификационные текстуры. Преобладают мелкозернистые разности, особенно в участках замещения пластинчатого кальцита. Адуляр присутствует в переменных количествах в кварцевых жилах, но высокие его концентрации отмечаются лишь в маломощных кварцевых прожилках, развитых во вмещающих гидротермально измененных породах. Для него характерны ромбовидная и неправильная формы размером до 0,2-0,3 мм. Иногда он находится в сростании с аргентитом, полибазитом;

- кварц-карбонат-сульфидная ассоциация представлена кварцевыми прожилками с галенитом, сфалеритом, антимонитом, реже - арсенипиритом;

- кварц-карбонатная ассоциация фиксируется в виде тонких мелкопризматических и шестоватых агрегатов кварца, выполняющих трещины и пустоты выщелачивания, а также в виде тонких кварц-карбонатных прожилков.

Вкрест рудной залежи минеральная зональность проявляется в накоплении образований кварц-гематит-пиритовой ассоциации в обоих боках рудной зоны, кварц-карбонат-сульфидной - в висячем боку, а продуктивной золото-кварцевой - в центральной части зоны.

Серебряно-золотое отношение в целом по месторождению составляет 1,5. Пробность золота колеблется в узком диапазоне: от 625 до 720, в среднем 675, какой-либо закономерности по вертикали (вкрест зоны) не на-

блюдается, что свидетельствует о близких физико-химических условиях рудотложения по всей мощности зоны. В золоте присутствуют элементы-примеси: железо - 0,05 %, сурьма - 0,019, ртуть - 0,001, никель - 0,006 %, медь и марганец - десятитысячные доли процента.

Геохимические особенности залежи в разрезе по радиальному профилю АБ (см. рис. 15), проходящему от центра южного палеовулкана через главный участок месторождения, видны на рис. 16. Волнообразная пластовая залежь приурочена к всяческому боку силла дацитов и в некоторых частях перекрывается вулканогенными образованиями. Фундаментом залежи (лежащий блок) являются гранитоиды. Такая обстановка, очевидно, была наиболее благоприятной для рудотложения. Залежь в целом - субгоризонтальная.

В юго-восточной части разреза рудная структура разделяется на две составляющих, одна из которых продолжается в субгоризонтальном направлении, вторая характеризуется выкручиванием и погружением. Пологозалегающая залежь сопровождается мощными и протяженными первичными ореолами, резко обрывающимися непосредственно под силлом, что свидетельствует о наличии литологического контроля оруденения. В целом в рудной зоне отчетливо проявлены повышенные содержания Au, Ag, As, Sb, W, Pb, Bi, и при этом слабоконтрастные ореолы свинца и висмута трассируют центральную часть зоны, а ореолы серебра, мышьяка, отчасти сурьмы охватывают всю зону с выходом в надрудную часть. Контрастность и мощность ореолов Ag, As, Sb увеличиваются по направлению к палеовулкану, а повышенные концентрации W образуют пятна на выклинивании обогащенных частей рудной зоны (по оси движения гидротермальных растворов). Повышенные концентрации Ba, Cr, Zr, V, Na и K в виде полос располагаются над рудной зоной. В районе палеоструктуры увеличивается мощность ореолов с повышенными содержаниями Hg, Cr, V, K, Na.

Характеры распределения калия и натрия в общих чертах аналогичны. Максимальные их концентрации (2-3 %) окаймляют рудную зону. В самой зоне содержания калия колеблются в пределах 1,5 %. Значение K/Na вкrest рудной зоны всегда минимальное в центре зоны и увеличивается по мере удаления от него в обе стороны, в то время как максимумы значений K/Na всегда приурочены к центру золотоносной залежи. Максимумы концентраций калия вдоль золотоносной залежи, как правило, смещены несколько в подрудную часть рудных столбов, т.е. фиксируется некоторое опережение осаждения калия из гидротермальных растворов по сравнению с золотом.

Внутренняя структура рудной зоны, как видно на разрезе, (см. рис. 16), неоднородна и в поперечном и в латеральном направлениях. Рудным телам свойственны три "продуктивные" ассоциации (№ 1-3). Первая из них обладает максимальными содержаниями золота, серебра, повышенными - сурьмы (до  $5 \cdot 10^{-3}$  %) и слабоконтрастными (КК 4-9) - вольфрама, висмута и ртути. Содержания серебра и сурьмы обусловлены, вероятно, наличием в рудах золото-прусит-пираргиритовой минеральной ассоциации. Две другие "продуктивные" ассоциации (№ 2, 3) характеризуются несколько меньшей контрастностью золота и серебра и "отсутствием" сурьмы, что, видимо, свидетельствует о значительном уменьшении указанной минеральной ассоциации в периферических частях рудных тел. Вместе с тем здесь возрастают содержания висмута (КК 10) и натрия (10). В зонах слабой золотоносности (рассеянной минерализации), характеризующейся ассоциациями № 4, 5, 7 при еще меньших содержаниях золота, несколько увеличивается КК серебра и возрастает КК вольфрама до 67. На разрезе весьма четко видны как поперечная (вертикальная), так и латеральная (осевая) зональности. Поперечная (вертикальная) зональность выражается сменой высоко- и среднеконтрастных ртуть-зо-

пото-серебряно-натриевой и золото-серебряно-сурьмяной ассоциаций с повышенными содержаниями бария и хрома в висячем боку залежи серебряно-золотыми - в центре и средне-, слабоконтрастными золото-серебряными и висмут-молибден-вольфрамово-натриевыми - в лежачем. Отношение  $Ag/Au$  в пределах обогащенной золотом части рудной зоны резко дифференцировано (0,3-1,5) и составляет в основном 0,3-1,4, а за ее пределами плавное (0,5-3) и равно 1,5-5.

В латеральном направлении в целом виден эшелонированный характер распределения золота и сопутствующих золотому оруденению ассоциаций, заключенного в трех разобнесенных рудных столбах ( I-III ). Первые две ассоциации по размерам, составу и внутреннему строению близки между собой. Они имеют вытянутую в латеральном направлении линзообразную форму. Первая линза, находящаяся в северо-западной части разреза, выклинивается в указанном направлении и отделяется от второй слабозолотоносной зоной, представленной средне-, слабоконтрастными золото-серебряными ассоциациями. Третий рудный столб, в отличие от первых двух, как уже было сказано, расчленяется на две составляющие, одна из которых является как бы юго-восточным продолжением субгоризонтальной залежи, другая довольно круто ( $35-40^\circ$ ) падает к центру вулканоструктуры. От рассмотренных двух этот столб отличается наличием высококонтрастных (КК 100-1125) мышьяково-ртутно-золото-серебряно-сурьмяных с повышенным содержанием бария ассоциаций. Учитывая, что практически все элементы данной ассоциации являются надрудными при весьма высоких концентрациях сурьмы (до 0,02 %) и мышьяка (0,07 %) и располагаются в более крутопадающей структуре, можно предполагать вскрытие "головки" нового этажа оруденения и, возможно, наличие другого типа минерализации. Таким образом, по восстанию рудно-метасоматической колонны зональность выражается сменой висмут-молибденовых ассоциаций золото-серебряными и серебряно-золото-сурьмяными по направлению к центру вулканоструктуры.

Эти закономерности отражаются на графиках продуктивностей элементов, по которым устанавливается латеральная зональность (в сторону южного палеовулкана): Bi, Mo, Au, Ag, W, As, Sb.

Построение геолого-геохимических моделей в масштабе 1:5000 ставило целью расшифровать детали геологической структуры месторождения, воссоздать конструкции отдельных его участков, решить вопросы зональности. Эмпирические модели строились в трех вариантах - в плоскостном на основе построения структурно-геохимической карты рудной залежи и в объемном: по вертикальным и горизонтальным сечениям.

Построение на ЭВМ по буровым профилям (вертикальным разрезам) осуществлялось в обычном двухкоординатном варианте с последующей "увязкой" разрезов. На базе этих материалов в аксонометрической проекции построены поли- и моноэлементные поля главных рудных элементов. Учитывая особенности месторождения, локализованного в пологозалегающих структурах, построение модели в горизонтальных сечениях осуществляли по пластинам пятнадцатиметровой мощности. В каждой пластине на ЭВМ по буровым скважинам рассчитывались средние содержания элементов.

Детальная структурно-геохимическая карта месторождения построена путем выделения обобщенных ассоциаций продуктивностей элементов, подсчитанных по всей мощности залежи, т.е. эта карта отражает распределение продуктивностей элементов каждой ассоциации в толще залежи, спроектированных на поверхность.

Распределение продуктивностей отдельных элементов и их ассоциаций в контурах рудного поля характеризуется довольно сложной структурой. Тем не менее можно выделить следующие закономерности (рис. 17).

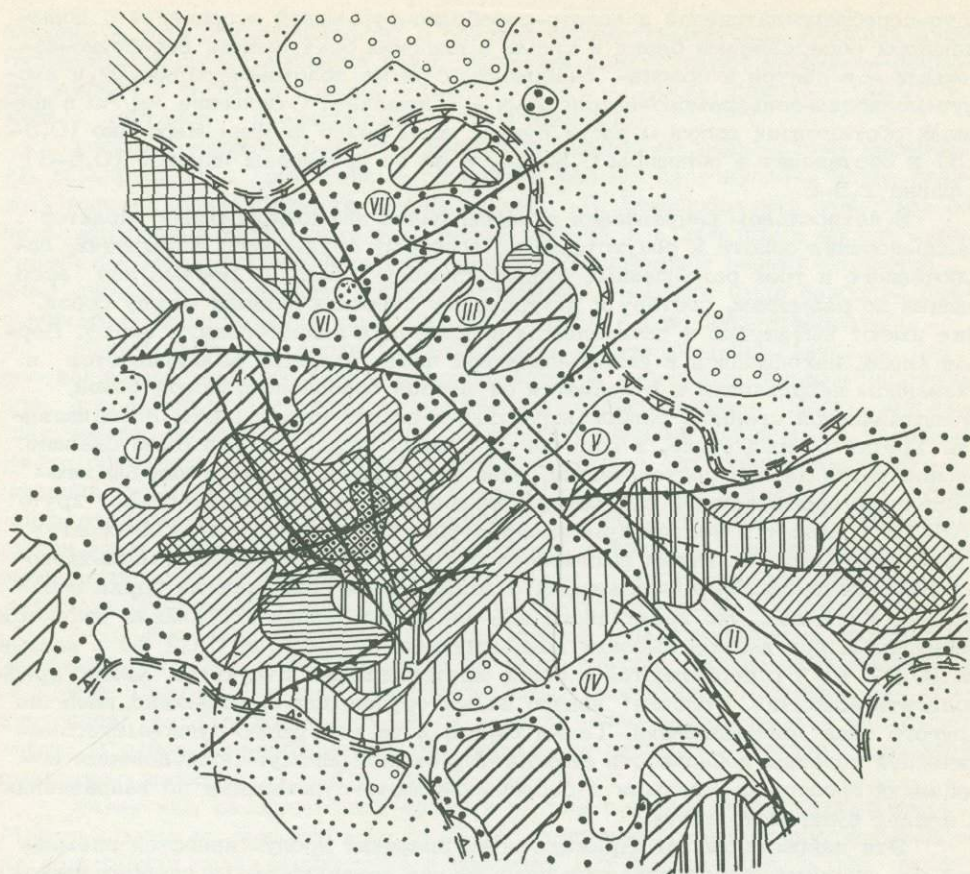


Рис. 17. Структурно-геохимическая карта месторождения (горизонтальная проекция ассоциаций продуктивностей рудогенной группы элементов /по Н.А. Китаеву, Н.Е. Малямину/.

1 - разломы; 2 - внешний контур вулканоструктуры; 3 - контуры рудного поля, выделенные аномальными ассоциациями продуктивностей элементов; 4 - границы блоков и их номера; 5 - линии минимальных значений отношения  $Ag/Au$ ; АВ - линия радиального разреза.

Ассоциации продуктивностей элементов и их КК, усл. ед.:

Номер ассоциации	Au	Ag	As	Sb	W	Bi	Zn	Cu	Pb	Mo
6	1528	130	147	29	171	2	72	27	16	14
7	245	55	237	455	19	4	169	21	37	15
8	226	24	125	19	67	3	73	23	18	14
9	127	28	363	174	61	8	202	23	18	13
10	82	17	94	14	44	4	47	21	16	8
11	52	16	21	15	42	15	67	21	20	29
12	38	15	27	9	35	6	37	18	12	12
13	33	24	28	13	34	69	59	27	27	37

Осевые линии максимальных значений продуктивностей элементов (особенно серебра) выразительно подчеркивают радиальную и кольцевую ориентировку структур, контролирующих оруденение, по отношению к палеовулкану. Площадь распространения продуктивной залежи и ее морфология более четко фиксируется ореолами мышьяка, но оси максимальных значений этого элемента приурочены к периферическим частям золотоносных струй. Векторы минимальных значений  $Ag/Au$  отношений являются главными выразителями внутреннего структурного плана и особенностей локализации оруденения, а также направления движения гидротермальных растворов. Сопоставление указанных векторов с осями положительных тектонических структур (куполов) свидетельствует о том, что геохимические векторы и структурные оси смещены относительно друг друга, при этом первые располагаются по обеим сторонам вторых, что, вероятно, связано, как было указано выше, с разгрузкой гидротермальных растворов не в сводовых частях, а на крыльях этих положительных структур.

На данной структурно-геохимической карте (см. рис. 17) видно, что изменение продуктивностей вдоль рассмотренного выше радиального разреза (от периферии к центру вулканоструктуры) характеризуется сменой от северного к южному блоку висмут-молибденовых ассоциаций (блок VI) на серебряно-золотые (блок I) и золото-мышьяково-сурьмяные (блок IV). Иначе говоря, фиксируется обратная по отношению к южному палеовулкану латеральная зональность рудной залежи, что было отражено и на радиальном разрезе.

Далее, несмотря на расположение максимумов содержания вольфрама в головках "рудных столбов", как было отмечено выше, общая его масса коррелируется со степенью золотоносности залежи. Следовательно, накопление его зависит от масштабов рудного процесса и перераспределения вещества из центра залежи в боковые и надрудные части. По-видимому, существует легко растворимая форма этого элемента.

Выделенные (см. рис. 17) 14 элементных ассоциаций продуктивностей подразделяются на три группы. К первой отнесены близкие по составу высоко- и среднеконтрастные (КК 24-1528) серебряно-мышьяк-сурьмяно-золотые с цинком и вольфрамом (КК 19-202) ассоциации № 1-4. Вторая группа ассоциаций (№ 5-10) характеризуется тем же набором элементов, что и предыдущая, но много меньшей контрастности (КК 4-82). Кроме этого здесь присутствуют висмут и молибден (КК 4-120). И наконец, третья группа (№ 11-14) включает слабоконтрастные (КК-2-55) серебряно-золото-мышьяковые и среднеконтрастные (КК 14-III) цинк-вольфрамовые ассоциации. На фоне слабоконтрастных ассоциаций третьей группы весьма четко выделяются высококонтрастные продуктивные ассоциации первых двух, внешние границы которых и определяют контуры рудного поля.

В целом устанавливается мозаично-блоковое строение рудного поля.

Номер ассоциации	Au	Ag	As	Sb	W	Bi	Zn	Cu	Pb	Mo
14	28	5	16	7	28	129	23	11	26	36
15	24	9	20	5	47	4	70	25	316	66
16	12	6	8	5	19	5	21	9	8	7
17	11	6	55	8	23	3	61	7	34	15
18	2	3	4	2	10	1	111	25	7	5
19	2	3	2	2	14	3	21	4	5	3

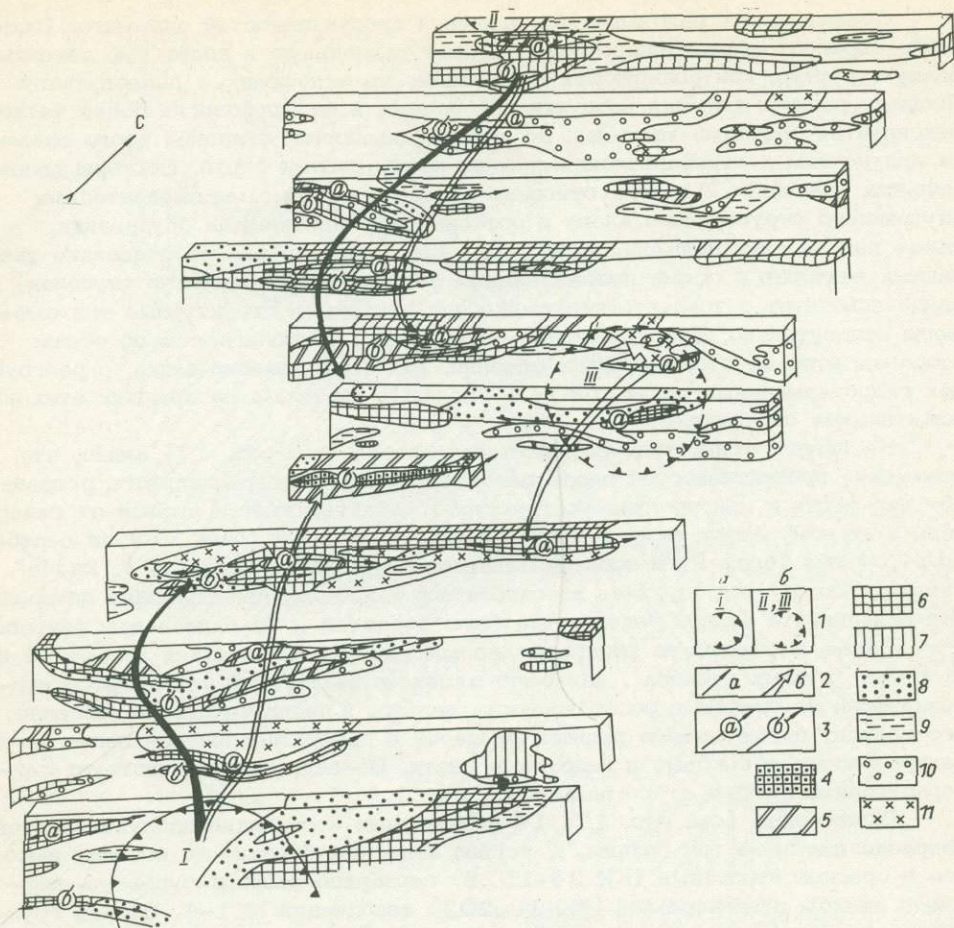


Рис. 18. Объемная геохимическая модель месторождения (по вертикальным сечениям) /по Н.А. Китаеву, Н.Е. Малямину/.

1 - местоположение палеовулканов, установленных (а) и предполагаемых (б), по геохимическим и геофизическим данным; 2, 3 - направление движения гидротермальных растворов: 2 - главных (радиальных) (а - нижних и б - верхних горизонтов залежей), 3 - второстепенных (по кольцевым структурам) (а - нижней и б - верхней струи); 4-11 - ассоциации элементов и их КК: 4 - Au, Ag<sub>200-100</sub> Sb W As<sub>10-30</sub>, 5 - Au, Ag<sub>800</sub> W Sb Bi As<sub>30-50</sub>, 6 - Ag<sub>100-130</sub> Au, W Sb Bi As<sub>30-50</sub>, 7 - Au, Sb<sub>10-30</sub>, 8 - Sb<sub>10-50</sub> Au Ag W Bi Cu<sub>20-100</sub>, 9 - Ag Pb Zn<sub>10-50</sub> W Bi Sn Mo<sub>5-20</sub>, 10 - W<sub>10-150</sub> Sn Mo Sb Au Ag Pb<sub>20-100</sub>, 11 - Pb<sub>10-20</sub> Zn<sub>5</sub>.

По особенностям состава и морфологии полей аномальных концентраций с учетом геолого-структурных и геофизических данных выделены различные по рудоносности структурно обособленные блоки. Позиция каждого блока определялась суммой структурно-геологических (наличие в разрезе рудоконтролирующего силла дацитов, экранирующего оруденения вулканитов покровной фации, локализация оруденения в гранитах) и геохимических (степень дифференцированности и интенсивности ассоциаций элементов, средние величины продуктивностей и их удельные веса\*) данных.

На структурно-геохимической карте отображено геохимическое строение залежи в целом по всей ее мощности. Внутренняя же структура этой залежи видна на нижеописываемых объемных моделях.

На модели, построенной по вертикальным сечениям (рис. 18), выделяемые геохимические поля резко различаются по составу и контрастности ассоциаций химических элементов. Среди них выделяются ассоциации с преобладанием:

- золота и серебра или серебра и золота (в обеих ассоциациях присутствуют в разных сочетаниях сурьма, вольфрам, висмут, мышьяк);
- вольфрама, иногда с оловом, молибденом, сурьмой, серебром, золотом;
- сурьмы, иногда с висмутом, серебром, вольфрамом, медью;
- свинца, иногда с цинком.

Эти ассоциации отражают состав рудных тел и центры поступления гидротермальных растворов. На севере (профиль 1) (см. рис. 18) видно проявление двух горизонтов (нижнего и верхнего), которые фиксируются в ореолах повышенными содержаниями золота с присутствием Ag, W, Sb, Bi. По простиранию состав этих зон изменяется и становится вначале существенно сурьмяно-висмутовым, а затем висмут-молибденовым; в южном направлении (до профиля 3) в составе ореолов увеличиваются концентрации W, Mo и Pb, Zn. Для второго участка минерализации (профиля 3-5) характерны практически чисто серебряно-золотые ассоциации.

Морфология и состав ореолов этих участков указывают на постепенное их погружение в северном направлении, что подтверждает предположение, основанное на данных изучения геохимических полей по поверхности коренных пород (рис. 13, 14), о наличии севернее профиля 1 канала поступления гидротермальных растворов. После некоторого перерыва (разрыв сплошности залежи) на профиле 6 фиксируется третий центр минерализации (профили 7-9). Здесь кроме золото-серебряных отмечаются и золото-сурьмяные ассоциации. Отчетливо видно также двухъярусное строение ореолов и выкручивание залежи к югу от профиля 7 по направлению к жерлу южного палеовулкана, которое и служило каналом поступления гидротермальных растворов.

Особенностью геохимического поля залежей является также резкое обрешение продуктивных ассоциаций в лежачем боку залежи, главным образом по границе кровли силла дацитов, являющегося структурным фактором контроля оруденения.

Четвертый центр минерализации фиксируется обособленно и располагается восточнее рассмотренных - на профилях 5-8. Он выражен серебряно-золотыми с W, Sb, Bi, а также свинцово-цинковыми ассоциациями. Морфология и состав ореолов указывают на наличие здесь своего канала гидротермальных растворов.

Таким образом, построение модели показало, что залежь не является единой, и позволило выявить внутреннюю структуру месторождения, установить три центра вулканической и гидротермальной деятельности, приурочен-

\* В процентах площадей с аномальными значениями продуктивностей.

ных к периферическим частям купольной структуры, связанной с образованием массива гранитоидов. Геологически эта структура выражается своеобразной формой силла дацитов и характером дайкообразных тел этих же гранитов. Выявлены также два горизонта рудоотложения в пределах описываемого вертикального интервала месторождения — верхний главный и нижний второстепенный, обусловленные как существованием структурных факторов, так и наличием геохимических барьеров. Эти два горизонта несколько различаются и характером минерализации. Для нижнего существенным моментом является повышение роли сурьмы и более высокое значение  $Ag/Au$  отношения. Двухъярусное строение залежи и три канала поступления гидротермальных растворов обусловили ложную обратную зональность залежи (по латерали) по отношению к южному палеовулкану.

Детальное прогнозирование осуществлялось при изучении рудного поля в масштабе 1:2000—1:500 (1:200).

В связи с тем, что рудные тела в пределах залежи не коррелируют с кварцевыми образованиями, т.е. отсутствуют четко выраженные морфологические формы оруденения, отсутствуют также и другие геологические и геофизические критерии выделения рудных тел, задачей детального прогнозирования являлась разработка геохимических критериев выделения и дифференциации рудных тел по степени золотоносности. Эта задача реализовалась путем выявления статистически обоснованных классов концентраций рудных элементов.

Известно, что для месторождений, контуры рудных тел которых устанавливаются преимущественно по данным опробования, связь между рудой и "пустой" породой определяется такими количественными понятиями, как бортовое содержание, минимально-аномальное содержание и геохимический фон. Бортное содержание, как известно, понятие экономическое и зависит от установленных кондиций. Минимально-аномальное содержание геохимического поля определяется относительно геохимического фона. Между бортовым и минимально-аномальным содержанием образуется значительный интервал, как бы разрыв сплошности содержаний. При этом такие значения позволяют соединять отдельные интервалы рудных тел, т.е. трассировать зоны продуктивных концентраций. Следовательно, возникает необходимость введения дополнительного критерия — содержания, которое находилось бы между минимально-аномальным содержанием геохимического поля и бортовым содержанием редной зоны, изолинии которого позволяли бы непрерывно трассировать и оконтуривать рудные зоны месторождения. Такой контур, названный нами оптимально-аномальным, был выведен на основе выявления статистически обоснованных классов содержаний золота и элементов-спутников. На базе объемной модели, построенной по горизонтальным сечениям, сделан расчет прогнозных ресурсов металлов по различным классам содержаний, начиная от кларковых, что обеспечило определение истинных ресурсов металлов и их структуры (рис. 19). Установлено, что ресурсы металла на каждом горизонте с "ореольными" содержаниями не превышают 0,2 усл. ед.; "некондиционными" — 0,8; "кондиционными" — более 8; "максимальными" — до 6 усл. ед. Если суммарные ресурсы основного металла принять за 10 усл. ед., то "ореольные" составят 1,5; "некондиционные" — 2,8; "кондиционные" — 4,1; "максимальные" — 1,7 усл. ед. Таким образом, ресурсы с "ореольными" содержаниями составляют лишь 25 %, а с "некондиционными" — 50 % от промышленных. По поведению кривых ресурсов золота с различными классами содержаний на каждом горизонте фиксируются три уровня глубины месторождения, на которых происходит изгиб (инверсия) кривых. Первый снизу — это горизонт 19, выше которого кривая (значений) ресурсов с "ореольными" содержаниями начинает уменьшаться. Одновременно с этого горизонта начинают увеличиваться значения "некондиционных" ресурсов и в меньшей степени — про-

Рис. 19. Графики изменения прогнозных ресурсов (продуктивностей) золота с различными классами содержаний по глубине месторождения.

а, б, в - "ореольные" содержания, г/т (а - 0,01-0,02, б - 0,08-0,2, в - 0,03-0,07); г - некондиционные; д - кондиционные; е - максимальные; Гор. - усл. горизонты месторождения; Р - прогнозные ресурсы (продуктивности) в усл. ед. I, II - уровни верхней и нижней зоны максимальных продуктивностей.

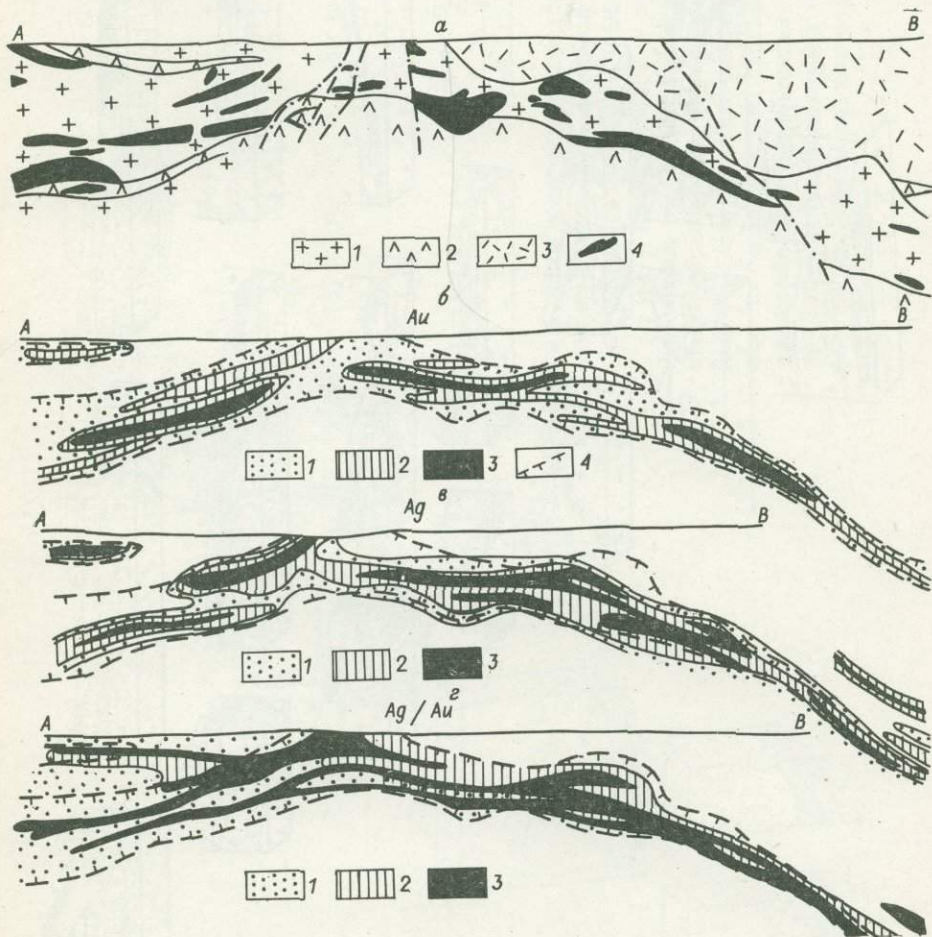
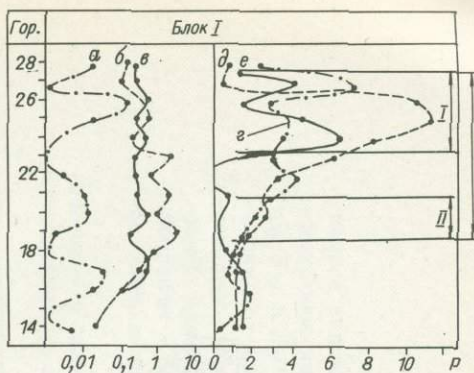
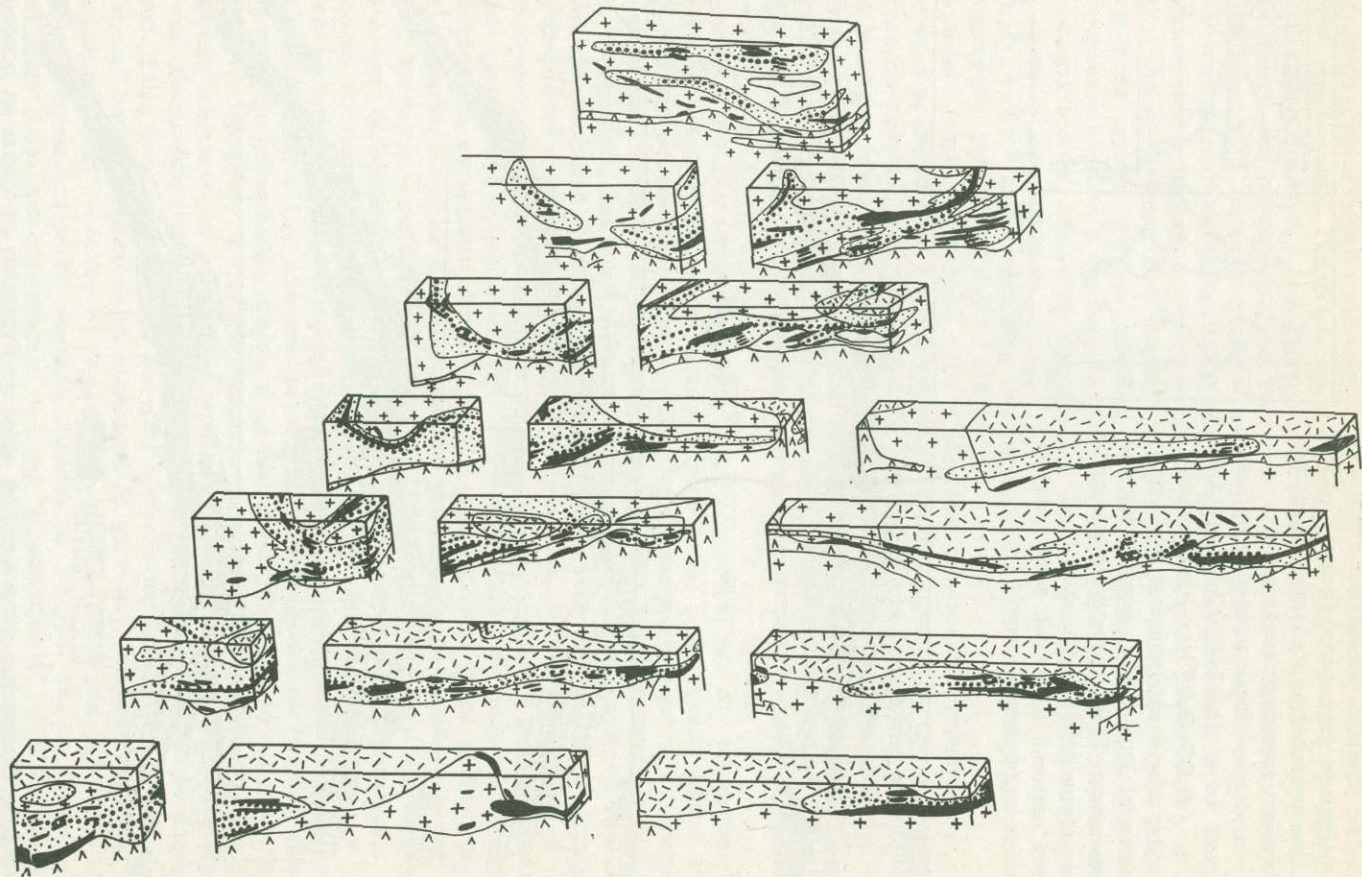


Рис. 20. Выделение золотоносной зоны по буровому профилю на основе геохимических параметров /по Н.Е. Малямину, Н.А. Китаеву/.

а - геологический разрез по АВ: 1 - граниты, 2 - силлы дацитов, 3 - эффузивные образования, 4 - кварцевые незолотоносные тела; б, в, г - геохимические поля: б - содержания золота некондиционные (1), кондиционные (2), максимальные (3). Контур зоны (4) выделен по оптимально-аномальным содержаниям Au, Ag и Ag/Au; в - содержания серебра низкие (1), средние (2), максимальные (3); г - значения  $Ag/Au > 5$  (1), 1-3 (2), 1 (3).

$\alpha$ 

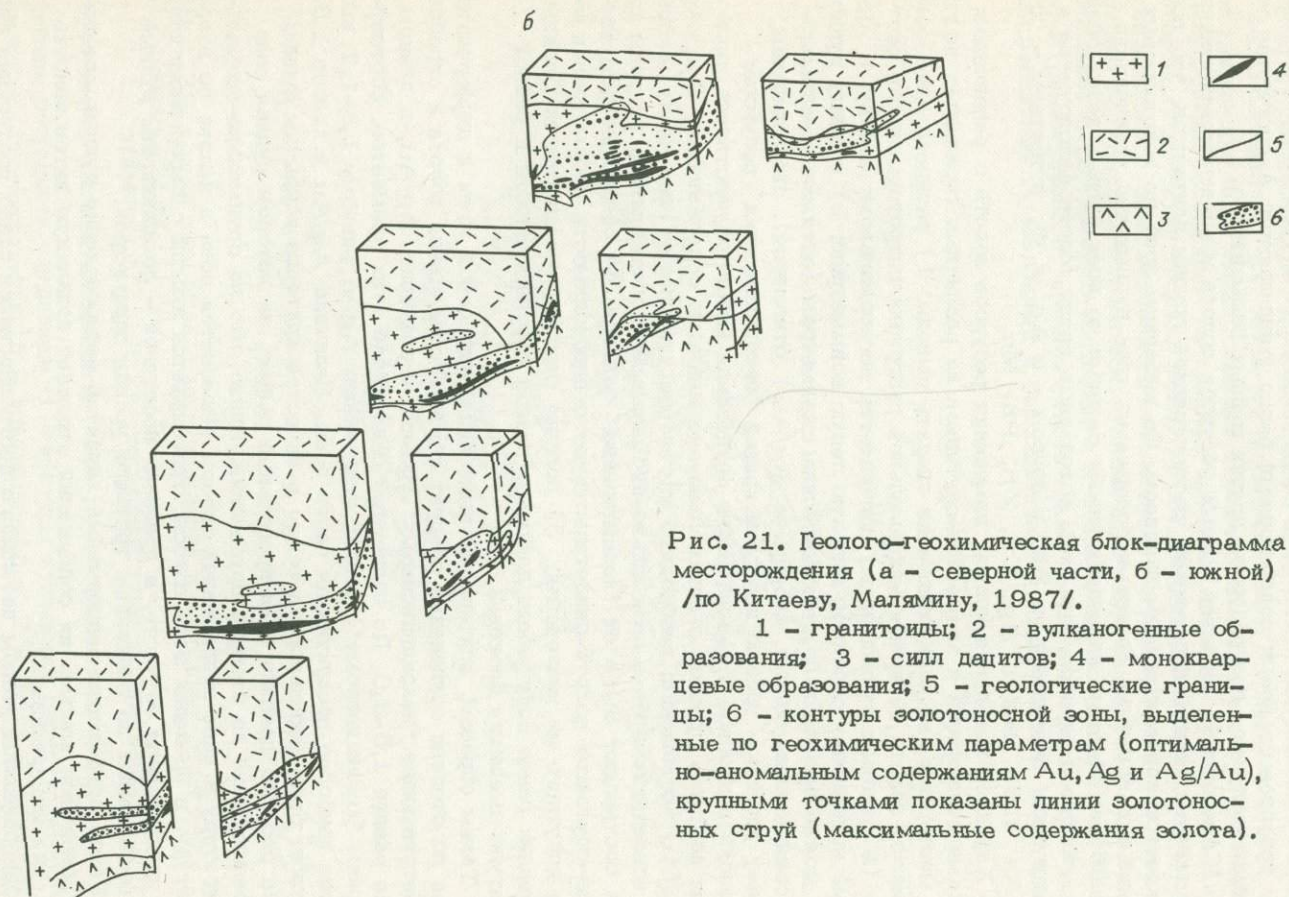


Рис. 21. Геолого-геохимическая блок-диаграмма месторождения (а - северной части, б - южной) /по Китаеву, Малямину, 1987/.

1 - гранитоиды; 2 - вулканогенные образования; 3 - силлы дацитов; 4 - монокварцевые образования; 5 - геологические границы; 6 - контуры золотоносной зоны, выделенные по геохимическим параметрам (оптимально-аномальным содержаниям  $Au$ ,  $Ag$  и  $Ag/Au$ ), крупными точками показаны линии золотоносных струй (максимальные содержания золота).

мышленных. Отсюда следует, что геохимические параметры нижнего уровня можно принять за критерии выделения рудной зоны, когда разгрузка гидротермальных растворов достигла определенной величины кларков концентраций. Второй уровень – горизонт 22, с которого начинают слабо уменьшаться значения “некондиционных” ресурсов и, наоборот, резко увеличиваться – промышленных и максимальных. Третий уровень – горизонт 27, выше которого значения ресурсов со всеми содержаниями резко уменьшаются. Аналогичные данные были получены для ресурсов других рудных элементов.

“Синхронный” характер кривых ресурсов золота и элементов-спутников указывает на тесный парагенезис рассмотренной группы элементов, что подтверждается корреляционным анализом. По выборкам проб из золотоносных залежей с различными классами содержаний трех рудных тел установлено, что наиболее тесными корреляционными связями во всех рудных телах обладают золото и серебро, при этом устойчивые связи золота фиксируются в одном рудном теле с Ag и Sb, в другом – с Ag и W, в третьем – с Ag, As и Sb или с Ag, Cu, Zn, Pb, Mo.

Характер поведения кривых изменения ресурсов золота с различными классами содержаний и элементов-спутников на различных горизонтах по глубине месторождения дает основание сделать выводы: 1) распределение основной массы золота во время максимальной разгрузки гидротермальных растворов (в пределах рудной зоны) подчиняется логнормальному закону, а ореольные содержания образуют сильную левую асимметрию; 2) границу рудной зоны можно выделять по геохимическим параметрам (оптимально-аномальным содержаниям золота, серебра и  $Ag/Au$  отношения), свойственным нижнему уровню – уровню инверсии кривой “некондиционных” ресурсов; 3) поиски и прогноз промышленного оруденения можно осуществлять лишь внутри контуров ореолов с оптимально-аномальными содержаниями Au, Ag и  $Ag/Au$  отношения; необходимо улучшение технологии извлечения металла с вовлечением руд с оптимально-аномальными содержаниями, ресурсы которых составляют 50 % от “кондиционных” запасов; 4) общие ресурсы элементов-спутников золота свидетельствуют о необходимости рассмотрения вопроса попутного их извлечения; 5) подсчет ресурсов элементов по блокам подтвердил ранее полученные данные о разной перспективности и разной амплитуде смещения блоков.

Таким образом, критериями выделения рудоносной зоны и дифференциации ее по степени оруденения следует считать содержания золота и серебра, соответствующие “некондиционному” уровню, и значение  $Ag/Au$ , в данном случае равное 1,5–3,0. По значениям содержаний этих элементов, соответствующим “кондиционному” уровню, и значению  $Ag/Au$ , равному 1,5–1,7, выделяется наиболее продуктивная часть зоны. Величина  $Ag/Au$  в классе 1,5–3,0 может быть использована также в качестве критерия вскрытия рудных зон. На рис. 20 показан один продольный разрез, на котором рудная зона дифференцирована по степени оруденения. Видно, что по оптимально-аномальному контуру в виде непрерывной полосы выделяется зона в целом; по второму контуру, в пределах этой полосы, трассируется иногда с перерывами наиболее продуктивная ее часть, в пределах последней – локализованы рудные тела, выделяемые по значениям третьего уровня параметров.

Такой прерывисто-непрерывный характер распределения рудных элементов в различных классах их содержаний отражает локальную интенсивность проявления минерализации.

Завершающим этапом детального прогнозирования стало построение геолого-геохимической блок-диаграммы, на которую вынесены рудные зоны, контурные по выявленным критериям (рис. 21). Эта диаграмма дает полное представление о характере и морфологии залежи в целом и рудных тел в частности.

### 2.2.3. Прогнозирование оруденения в пределах разнометалльных рудных полей

Прогнозирование практически на всех рудных полях сочетается, прежде всего, с установлением структуры геохимических полей. Известно, что процессы рудоотложения и гидротермального преобразования пород развиваются в несколько этапов, т.е. являются интегральными. Образующиеся при этом геохимические поля имеют сложные строения. Выявление структуры геохимических полей рассмотрим на примере изучения одной из вулканокупольных (очаговых) структур /Зорина и др., 1983/. Формирование купольных структур и связанного с ними оруденения обусловлено, по данным этих авторов, магматизмом латитового геохимического типа. При этом фиксируется асимметричная зональность (восток-юго-восточная в I и запад-северо-западная во II структуре) разнотипного оруденения относительно магматических центров, выраженная развитием турмалиновой и редкометалльной минерализации в штоках границ

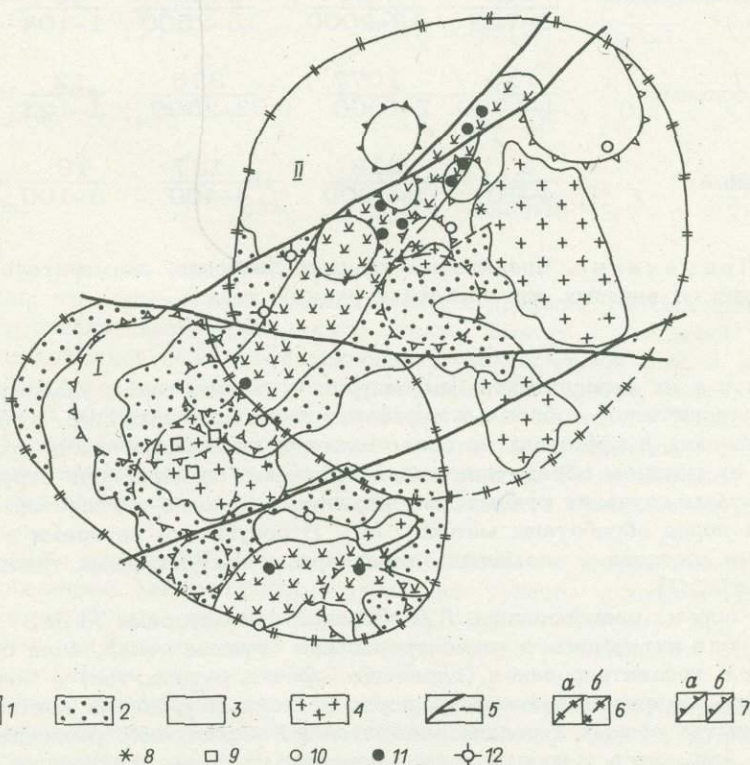


Рис. 22. Схема размещения месторождений в купольных структурах /по П.Д. Зориной и др., 1983/.

1 - эффузивы ( $J_{2-3}$ ); 2 - песчаники, сланцы, дресвяники ( $J_1$ ); 3 - известняки, сланцы, алевролиты (PZ); 4 - гранитоиды ( $J_{2-3}$ ); 5 - линейные разрывные нарушения; 6 - контуры купольных структур второго порядка: а - установленные, б - предполагаемые; 7 - контуры локальных купольных структур: а - по геологическим данным, б - по результатам радиологической съемки; 8 - турмалиновая минерализация; 9-12 - типы месторождений: 9 - редкометалльный, 10 - колчеданный, 11 - полиметаллический, 12 - сурьмяный. I, II - купольные структуры.

Таблица 7. Типоморфные элементные ассоциации эндогенных аномальных

Тип минерализации	Коэффициенты контрастности				
	Au	Ag	Pb	Zn	Hg
Редкометалльный	$\frac{104}{1-1000}$	$\frac{14}{1-200}$	1	$\frac{10}{1-38}$	1
Турмалиновый	$\frac{35}{1-1700}$	$\frac{3}{1-4000}$	$\frac{2}{1-10}$	$\frac{2}{1-4}$	0,7
Колчеданный	$\frac{415}{10-1000}$	$\frac{54}{1-3000}$	$\frac{4}{3-6}$	$\frac{2}{1-5}$	$\frac{4}{1-20}$
Полиметаллический	$\frac{280}{8-725}$	$\frac{731}{13-2000}$	$\frac{1325}{15-2500}$	$\frac{43}{1-104}$	$\frac{19}{3-77}$
Сульфосольный	$\frac{130}{1-1750}$	$\frac{1077}{7-1000}$	$\frac{336}{2-2500}$	$\frac{12}{1-133}$	$\frac{42}{3-2885}$
Сурьмяный	$\frac{3}{1-10}$	$\frac{318}{3-3000}$	$\frac{137}{4-400}$	$\frac{19}{3-100}$	$\frac{200}{2-943}$

Примечание. Числитель – среднее значение, знаменатель – предел колебаний от внешних зон ореолов к рудным телам.

тоидов и в их экзоконтакте, колчеданной – на некотором удалении от этих тел, полиметаллической – ближе к периферии купольных структур, сульфосольной – в песчаниках и эффузивах на более высоких гипсометрических уровнях, сурьмяной – во внешнем обрамлении полей эффузивов по периферии структур (рис. 22). Результаты изучения рудных тел, первичных ореолов и гидротермалью измененных пород обработаны методом МП. В результате авторами выделены типоморфные ассоциации элементов, характерные для указанных типов минерализации (табл. 7).

Расчеты производились Л.Д. Зориной с соавторами /1983/ "по разрезам через поля интенсивного концентрирования (рудные тела), поля со средними уровнями концентрирования (первичные ореолы рудных тел) и поля гидротермального изменения вмещающих пород с низкими уровнями концентрирования большинства рудных и редких элементов". Рассмотрение распределения ассоциаций элементов в пространстве позволило авторам подтвердить смену ведущих элементов относительно магматических очагов: вблизи этих очагов главную роль играют W, Cu, Mo, B; за пределами штоков гранитоидов – As, Bi, Ag; затем – Pb, Ag, Zn, Hg, Sb; еще далее – Ag, Hg, Sb, Ba, т.е. фиксируется тенденция накопления во фронтальных частях легко подвижных элементов.

Изучение геохимических полей концентрирования в рудных полях является эффективным приемом для локального прогнозирования оруденения.

Рассмотрим данный тезис на примере этого же рудного поля. На рис. 23 приведены соотношения геохимических полей различных типов минерализации по одному из опорных разрезов /Таусон, 1983; Санина, Зорина, 1985/. Из

Коэффициенты контрастности							
As	Bi	Cu	W	Mo	Sb	B	Ba
$\frac{5}{1-90}$	0,5	$\frac{117}{1-1000}$	$\frac{147}{2-1000}$	$\frac{20}{1-78}$	1,7	He опр.	He опр.
$\frac{1,6}{1-10}$	$\frac{7}{1-1000}$	$\frac{2}{1-10}$	0,4	0,8	He обн.	$\frac{35}{22-67}$	"
$\frac{70}{1-500}$	$\frac{130}{1-2000}$	$\frac{42}{2-600}$	0,6	0,7	"	$\frac{3}{1-10}$	"
$\frac{1}{0,6-2}$	1,6	$\frac{3}{1-7}$	0,7	$\frac{2}{1-10}$	$\frac{5}{1-16}$	$\frac{2}{0,7-7}$	< 1
$\frac{2}{1-7}$	$\frac{39}{1-500}$	$\frac{9}{1-27}$	0,3	$\frac{2}{1-15}$	$\frac{34}{5-133}$	0,4	< 1
$\frac{4}{1-8}$	He обн.	1	He обн.	$\frac{2}{1-6}$	$\frac{152}{40-400}$	1	$\frac{25}{2-129}$

рисунка видно, что рудные тела располагаются в пределах геохимических полей концентрирования полиметаллической стадии. Вместе с тем здесь широко развиты геохимические поля концентрирования сульфосольной стадии, характеризующиеся высоким коэффициентом концентрирования серебра, максимум проявления которых приурочен к средним горизонтам. А на нижних горизонтах преобладают аномальные поля колчеданной стадии минерализации. Следовательно, выявленная вертикальная зональность разнотипных геохимических полей служит основой для прогноза оруденения колчеданной и сульфосольной стадий минерализации.

Применение метода МП для выявления сложной структуры геохимических полей, обусловленных многостадийным развитием рудного процесса, можно показать также на примере оловорудного месторождения /Таусон и др., 1978/. Месторождение приурочено к зоне разлома и связано с локальным куполом гранитов, находящимся на глубине 0,4–0,6 км.

Мобильная тектоническая обстановка предопределила многостадийный характер развития процесса и пространственное наложение друг на друга различных этапов минерализации. Выделены следующие этапы и стадии минерализации:

Этап	Стадия
I. Оловорудный	1. Грейзеновая
II. Полевошпатовый	2. Полиметаллическая
	1. Полевошпатовая
	2а. Полевошпат-кварцевая
III. Пострудный Кварцевый	2б. Кварцевая

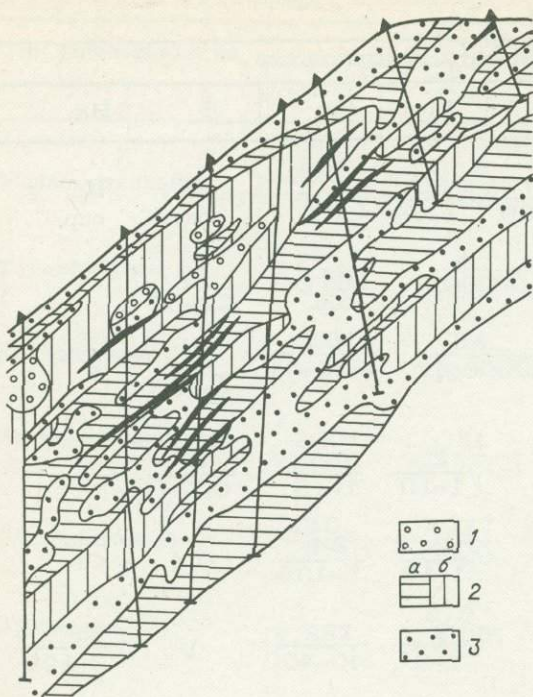


Рис. 23. Схема размещения геохимических полей концентрации в рудной зоне полиметаллического месторождения /по Таусону, 1983/.

Геохимические поля концентрирования: 1 - колчеданной стадии Au  $n \cdot 10^2$  (Ag As Pb Hg),  
 2 - полиметаллической стадии Pb  $n \cdot 10^3$  Ag  $n \cdot 10^2$  Au  $n \cdot 10^2$   
 Zn  $n \cdot 10^2$  Hg  $n \cdot 10$  (Cu, Sb, В)  
 (а - кварц-галенитовой, б - кварц-карбонатной сфалерит-галенитовой), 3 - сульфосольной стадии Ag  $n \cdot 10^4$  Pb  $n \cdot 10^3$   
 Au  $n \cdot 10^2$  Sb  $n \cdot 10^2$  Zn  $n \cdot 10$   
 Cu  $n \cdot 10$  Hg  $n \cdot 10$ .

Общие особенности строения ореолов рудного поля отражены на рис. 31. Многостадийное развитие рудного процесса при совмещении минерализации различных стадий определило сложный тип зональности первичных ореолов этого месторождения. Как видно из полиэлементных геохимических полей в разрезе месторождения (рис. 24), максимумы концентрирования олова, вольфрама, редких элементов, ассоциирующих в рудах ранних стадий первого и второго этапов минерализации, оказываются разобщенными, что обусловлено неполным совпадением центров развития минерализации указанных этапов. Этим можно объяснить различный характер смены элементных ассоциаций по вертикали в районе штокерка № 2 (скв. 32), где доминирует первый этап минерализации, и штокерка № 3 (скв. 24, 38), где преобладает минерализация второго этапа. Обращает на себя внимание различный характер смены ассоциаций от центральной надкупольной части в сторону западного и восточного флангов. Для западного фланга, где не получили развитие жильные тела гидротермальной стадии, характерна спокойная смена элементных зон с расположением их параллельно кровле интрузии. Для восточного фланга, где широко проявлена жильная минерализация, общая направленность смены с глубиной относительно низкотемпературных ассоциаций более высокотемпературными нарушается наложением на площадной ореол околотрещинных ореолов. При этом в зависимости от состава жильных тел и от того, в каких зонах площадного ореола они локализируются, формируется прогрессивная (более высокотемпературная) или регрессивная зональность. В целом грубое совпадение в пространстве центров формирования оловорудного и полевошпатового этапов предопределяет общую концентрическую зональность ореолов. При этом вольфрам, бериллий, висмут, литий, мышьяк, олово, характерные для грейзеновой и полевошпатовой стадий минерализации, локализируются в центре месторождения, а свинец, цинк, серебро - на его флангах" /Таусон и др., 1978/.

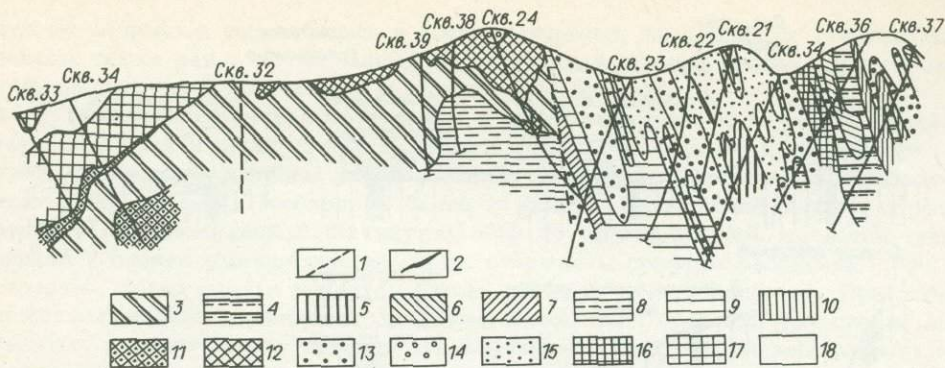


Рис. 24. Поля аномальных ассоциаций в разрезе месторождения /Гаусон и др., 1978/.

1 - разломы; 2 - рудные жилы; 3-18 - ассоциации элементов и их КК (Ве и Li в усл. ед.):

Номер ассоциаций	Sn	Ag	As	W	Zn	Pb	Be	Li
3	586	50	77	82	23	6	6,8	9,0
4	233	90	73	33	33	23	5,7	7,1
5	124	159	48	22	183	890	5,4	1,9
6	105	543	40	18	64	176	6,5	6,0
7	97	48	50	490	12	5	6,1	8,4
8	96	49	56	1200	10	6	8,0	8,7
9	84	41	30	80	28	54	5,2	4,8
10	83	92	16	24	45	199	4,5	1,7
11	73	34	36	101	9	67	6,1	6,3
12	73	33	80	40	14	2	4,6	11,9
13	36	56	26	16	23	12	15,1	4,8
14	34	58	72	16	38	22	2,0	1,7
15	24	37	43	10	12	9	1,6	2,4
16	23	40	10	3	54	9	1,7	1,1
17	22	33	40	12	9	3	5,1	2,1
18	8	49	6	17	9	4	1,2	0,6

Приведенные примеры свидетельствуют о несомненных достоинствах метода МП при обработке данных по первичным ореолам с целью изучения структуры геохимических полей и крупномасштабного прогнозирования оруденения.

### 3. Вторичные ореолы рассеяния

В.В. Поликарпочкин предложил следующую генетическую классификацию вторичных ореолов /Поликарпочкин и др., 1983/.

#### А. Остаточные

1. Диффузионные. 2. Гравитационные: а) дефлюкционные (и диффузионно-дефлюкционные), разновидности - солифлюкционные, курумовые, б) осыпные и

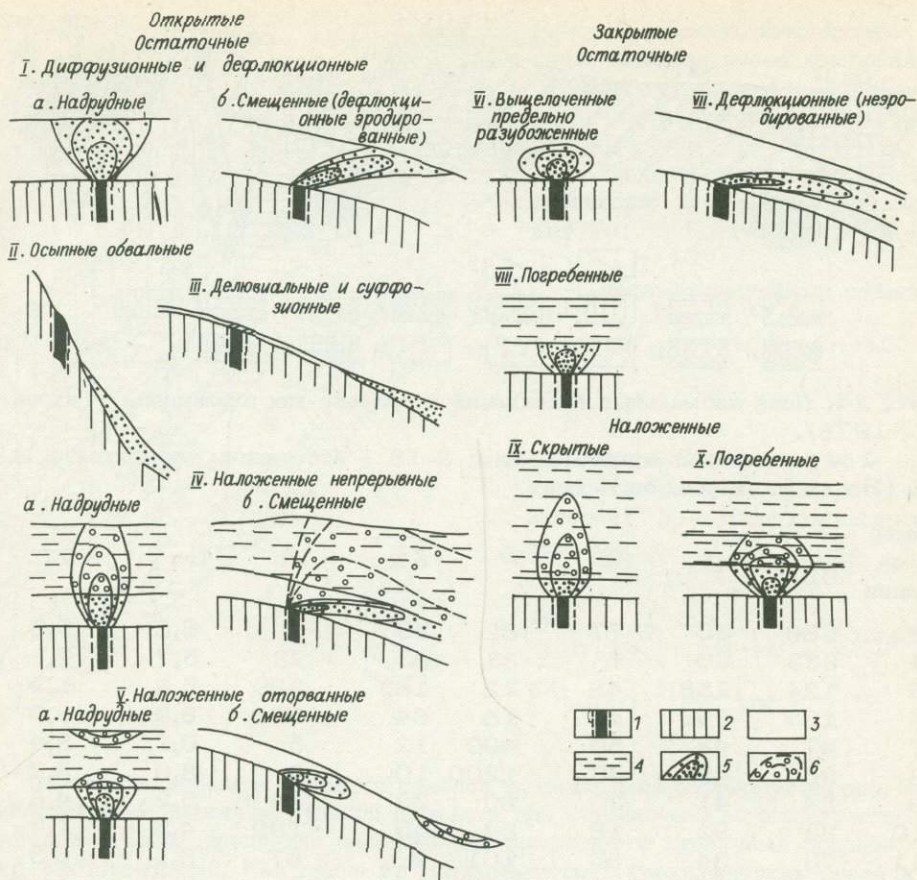


Рис. 25. Основные типы вторичных ореолов рассеяния.

1 - рудное тело; 2 - коренные породы; 3 - местные и 4 - дальнеприносные рыхлые отложения; 5 - остаточные и 6 - наложенные ореолы рассеяния /по В.В. Поликарпочкину, 1983/.

обвальные; в) оползневые. 3. Флювиальные: а) делювиальные; б) суффозионные.

### Б. Наложенные

1. Диффузионные. 2. Фильтрационные. 3. Капиллярные. 4. Испарительные. 5. Сорбционные. 6. Биогенные (аккумулятивные).

Применительно к практическим целям геохимических поисков классификация основных типов вторичных литохимических ореолов рассеяния представлена на рис. 25. Кроме выделения генетических типов, в ней разделены ореолы в зависимости от закрытости и положения по отношению к коренному геологическому телу, что важно для практического применения.

Важным в этой классификации является выделение дефлюкционных ореолов, широко распространенных в гумидной зоне на площадях, покрытых лесом. Дефлюкционный склоновый процесс характеризуется тенденцией к образованию сильно смещенных закрытых ореолов. В аридных (степной, полустепной и пустынной) зонах на свободных от дальнеприносных отложений площадях господ-

ствуют открытые несмещенные и мало смещенные диффузионные ореолы. Выделены также ранее не изучавшиеся при геохимических методах поисков делювиальные, осыпнообвалынные и другие типы ореолов.

Таким образом, распространены вторичные ореолы трех типов: открытые, закрытые и перекрытые. В связи с этим опосредованно путем отбора проб с небольшой глубиной на залесенных склонах неэффективно /Поликарпочкин и др., 1983/. Необходимо более глубинное опробование рыхлых образований. В условиях сильно вытянутых вниз по склону ореолов меняется также подход к оценке рудопроявлений по их вторичным ореолам рассеяния. Как известно, такая оценка делается путем подсчета продуктивностей. При этом предполагается диффузионный механизм образования ореолов. При сильно вытянутых вниз по склону ореолах эти величины в большой степени зависят от положения рудного тела на склоне и глубины отбора проб и поэтому могут не отражать действительного богатства рудопроявлений /Поликарпочкин и др., 1971/. Здесь в образовании ореолов решающее значение имеет спонтанное движение рыхлых масс, и применяемая методика не пригодна в принципе. Более реальный путь решения этой проблемы нашел В.В. Поликарпочкин /1976/, который учел при подсчете продуктивностей указанные особенности.

Особенность дефлюкционных ореолов выражается в связи интенсивности их проявления на дневной поверхности с положением рудных тел на склоне.

Вторичные ореолы в межгорных депрессиях, где мощность рыхлых образований достигает 20–30 м и более, фиксируются также по всей их мощности и, очевидно, главным образом в результате диффузионных процессов, доходят до дневной поверхности.

В связи с тем, что формирование вторичных ореолов в любых условиях происходит в результате физического и химического разрушения руд и их первичных ореолов, элементный состав их практически полностью тождествен составу первичных ореолов и первичная, или эндогенная, зональность получает отражение во вторичном геохимическом поле.

Для иллюстрации этого положения приведем результаты геохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния в пределах вулканотектонической депрессионной структуры в масштабе 1:10 000.

Площадь этой структуры сложена поздне меловыми вулканидами среднего и кислого состава покровной и субвулканической фаций, а ее обрамление — осадочными образованиями раннемелового возраста, интрузивными породами — гранодиоритами и кварцевыми диоритами с сопровождающими их полями грейзенизированных и ороговикованных пород. Здесь имеются два рудопроявления — в центральной и западной части площади.

На полиэлементной карте (рис. 26) видно, что эти рудопроявления четко фиксируются во вторичных ореолах контрастными ореолами золота и серебра и других элементов. В целом выделяются четыре ассоциации. Мышьяк-цинк-свинец-золото-серебряная и цинк-свинец-серебряная ассоциации контролируют поля распространения гидротермально измененных пород рудопроявлений, трассируемые зонами широтного и северо-западного направления. Медно-молибденовая ассоциация фиксирует поля ороговикованных и грейзенизированных экзоконтактовых площадей в виде дугообразной структуры с севера площади. Фоновые содержания лития и фосфора характерны для площадей, сложенных осадочными образованиями, а повышенные их содержания (КК 2–3) — для площадей вулканогенных образований. Ареал распространения фоновых содержаний свинца, цинка, имеющий изометричное очертание, соответствует площади распространения вулканических образований, слагающих вулканическую постройку центрального типа. Повышенные содержания марганца трассируют глубинные разломы.

Таким образом, распределение элементов во вторичных ореолах харак-

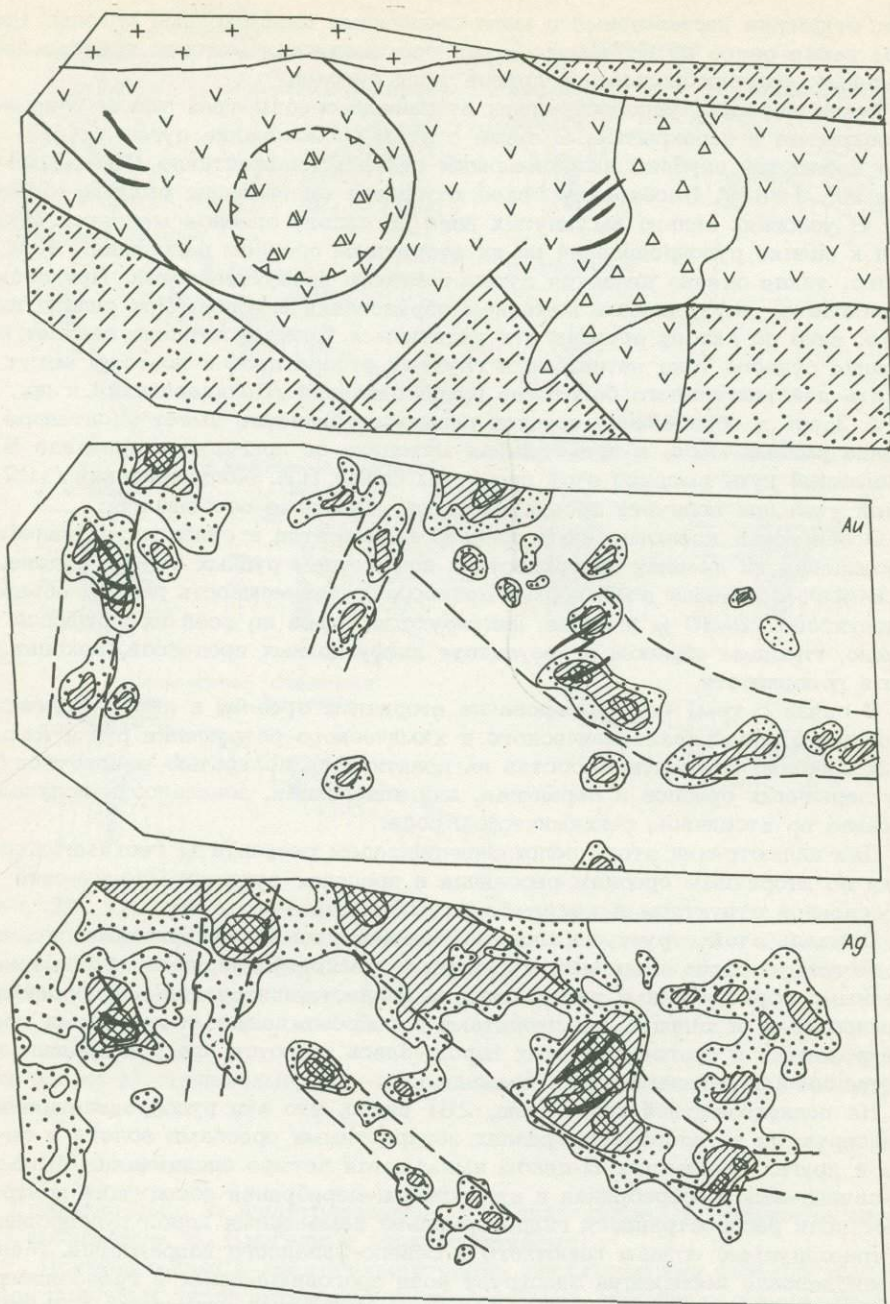
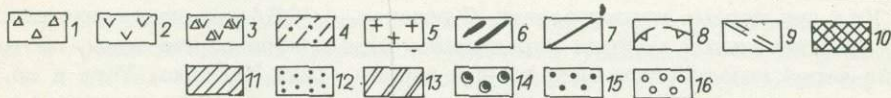
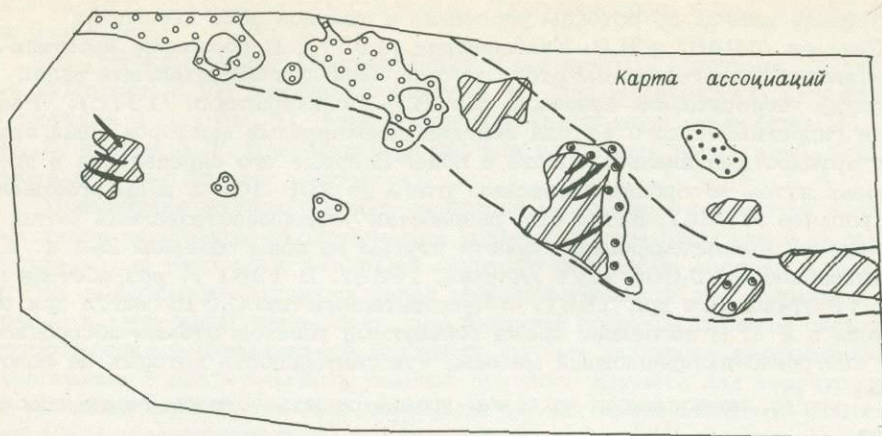


Рис. 26. Вторичные ореолы рассеяния в пределах вулканотектонической структуры.

1 - рыжие отложения склонов мощностью от 5 до 10 м; 2 - андезиты, андезитодациты покровные; 3 - субвулканические андезитодациты; 4 - песчаники, алевролиты с прослоями туфов; 5 - гранодиориты, кварцевые диориты; 6 - кварцевые жилы и рудные тела; 7 - разрывные нарушения; 8 - контур жерла вулканической постройки, выделенного по геохимическим данным; 9 - границы полей аномальных геохимических ассоциаций; 10-12 -



классы содержаний золота и серебра (в усл. ед.): 10 - золото 0,05, серебро 0,5; 11 - золото - 0,03-0,5, серебро - 0,1-0,5; 12 - золото 0,01-0,03, серебро - 0,3-0,1; 13-16 - ассоциации элементов и их КК (Au и Ag в усл. ед.);

Номер

ассоциации	Ag	Au	Pb	Zn	Cu	As	Mo
13	45	9	8	4	2,5	1,5	1,2
14	21	4	4,5	3	4	3,2	3
15	4	1,5	2	2	7	3	-
16	27	-	-	-	14	-	16

теризуется своеобразно проявленными, имеющими свой рисунок и внутреннюю структуру геохимическими полями. Внутреннее строение этих полей отражает особенности их геологического строения. Все это вместе взятое позволяет выделять геологические комплексы пород, локализовать площади, перспективные на выявление оруденения, устанавливать главные направления контролирующего оруденение структур, классифицировать ореолы по их генетической природе.

#### 4. ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ

##### В ТВЕРДОЙ И ЖИДКОЙ ФАЗАХ

Теоретической основой поисков по потокам рассеяния стало учение о миграции химических элементов в зоне гипергенеза. В связи с большим вертикальным интервалом циркуляции подземных вод этот метод является одним из наиболее глубоких, а поскольку взаимодействие между месторождением, водой и илстой фракцией речных отложений относится к единой системе, в поисковых целях представляется целесообразным рассмотреть твердую и жидкую фазы совместно.

Первые работы по потокам рассеяния в твердой фазе выполнили Е.А. Сергеев /1946/ и Н.В. Квашневская /1957/. В последние десятилетия активным пропагандистом этого метода, внесшим значительный вклад в разработку теоретических вопросов, был В.В. Поликарпочкин /1976/. Разработка гидрохимического метода поисков золоторудных месторождений связана с трудностями анализа золота в воде. Впервые его определение в пресных водах путем абсорбции древесным углем из 200–300 л воды произвел Г.К. Кропачев /1935/. Затем был разработан усовершенствованный метод Ясуда–Габера амальгимирования золота ртутью из воды объемом 2–4 л и чувствительностью 0,005 мг/т /Алекин, 1938/. В 1961 г. разработали метод ВИТР /Мишлер и др., 1961/ с чувствительностью 0,025 мкг/л при объеме воды в 2 л. В последнее время пользуются успехом атомно-абсорбционный и нейтронно-активационный методы, чувствительность которых на золото  $1 \cdot 10^{-4}$  мкг/л, позволяющая на новом уровне решать вопросы геохимических поисков.

Уже при первых исследованиях /Кропачев, 1935/ при несовершенных и слабо чувствительных методах определения было показано, что воды, протекающие через золотосодержащие горные породы (реки Каменка, Унда и др.), содержат золота почти в пять раз больше (до десятых долей миллиграмма на 1 т), чем воды, протекающие по незолотоносным районам (0,04–0,06 мг/т). Последующими исследованиями /Албул, Мишлер, 1959; Поликарпочкин, Лапш, 1959; Сафронов и др., 1969; Голева, 1968; Разин, Рожков, 1966 и др./ установлено, что пределы обнаружения концентраций золота в рудничных и грунтовых водах различных золотосодержащих районов оказались близки и колеблются соответственно в пределах  $5 \cdot 10^{-9}$  –  $4 \cdot 10^{-6}$  % и  $5 \cdot 10^{-8}$  –  $3,5 \cdot 10^{-6}$  %, а в аллювиальных водах –  $1,7 \cdot 10^{-8}$  –  $4,7 \cdot 10^{-7}$  %. Это дало основание Л.В. Разину и И.С. Рожкову считать показателем золотосодержимости пород содержание золота в застойных и грунтовых водах родников в количестве от следов –  $0,000 \cdot n$  мг/л до  $0,0 \cdot n$  мг/л.

В настоящее время установлено, что золото в водах образует контрастные и протяженные потоки рассеяния (до 2,5 км); существует зависимость миграционных способностей от форм нахождения золота в водах. Полагают, что золото, находящееся в коллоидной форме, образует наиболее обширные и контрастные ореолы, а миграция истинно растворенной формы золота более локальна и распространяется от источника на незначительное расстояние /Плюсинин, Улусова, 1983/. Однако имеется еще много нерешенных актуальных вопросов, касающихся перехода из рудных месторождений и обогащения золотом вод, форм миграции золота в водах, характера перехода его из жидкой в твердую фазу и т.д. Кроме золота, для вод участков распространения рудных тел наиболее характерны серебро, мышьяк, в некоторых участках висмут, сурьма и цинк.

Излагаемые ниже исследования базируются на определениях золота в водах атомно-абсорбционным методом с предварительной экстракцией его нефтяными сульфидами с последующим определением в экстракте с помощью атомизатора НУА-74 на спектрометре "Перкин Эльмер-503". Предел обнаружения метода с учетом концентрирования (0,5 л в 0,5 мл) составляет 0,0002 мкг/л, ошибка на минеральных концентрациях 15–20 %, Региональный фон золота в воде принят, как и в других районах Сибири, равным 0,001 мкг/л.

По представлениям В.В. Поликарпочкина, под потоками рассеяния в широком смысле понимается концентрация элементов во всех средах в верхней части оболочки Земли, за исключением первичных и вторичных ореолов, Им

была сделана следующая классификация /Поликарпочкин и др., 1983/ потоков рассеяния.

А. Литохимические (механические и солевые): 1) речные, 2) ледниковые, 3) эоловые, 4) морские и озерные. Б. Гидрохимические: 1) речные, 2) морские и озерные. В. Атмохимические (надземной атмосферы): 1) газовые, 2) пылевые. Г. Биогеохимические (на различных видах лито-, гидро- и атмохимических потоков рассеяния).

Применение метода поисков по потокам рассеяния рассматривается для трех типов ландшафтно-геологических условий: в гумидном климате для горно-складчатых районов с небольшой мощностью рыхлого покрова и выходящими на поверхность коренных пород рудными телами и для закрытых территорий - в межгорных депрессиях, где имеются главным образом скрытые месторождения и значительной мощности рыхлые аллювиально-пролювиальные образования; в полупустынных районах аридного климата для территории, где коренные породы местами перекрыты значительной мощности эолово-песчанистыми образованиями.

Эти условия определяются в основном характером формирования ореолов. В горно-складчатых районах с гумидными условиями ореолы формируются за счет как механического переноса частиц рудного материала, так и солевой составляющей. В депрессионных структурах со слепыми рудными телами при формировании ореолов преобладает солевая и сорбированная составляющие при постепенном увеличении роли механической составляющей по мере выхода из центральных частей депрессий к горному обрамлению и водораздельным участкам.

Опыт, приобретенный при литохимических поисках, свидетельствует, что наиболее рациональная фракция при опробовании в гумидных районах - 1 мм. В открытых активно денудированных горно-складчатых районах полупустыни аридной зоны в связи с избытком солнечной энергии и резким недостатком влаги главенствующую роль играет механическая миграция минеральных соединений, происходящая благодаря сильной ветровой эрозии и интенсивному шлюскостному смылу. В редкие периоды дождей ход процессов химического выветривания здесь резко ослаблен. Кроме того, слабое влияние живого вещества на водную миграцию элементов определяет их малую агрессивность, поэтому воздействие вод на породы и почвы невелико, источники вод ограничены /Перельман, Борисенко, 1977/.

В связи с указанным в аридных условиях наиболее благоприятно проведение литохимических поисков. Однако при этом важную роль играет выбор фракции опробования. Как установлено /Бутров, 1983/, основное количество эолового материала, присутствующего в пролювиальных и элювио-делювиальных образованиях этих районов, относится к классу менее 0,25 мм, поэтому этот автор рекомендует опробование фракции +0,25-1 мм, которая, по его данным, образует наиболее протяженные и контрастные ореолы. Проведенные нами в Самаркандском районе исследования показали, что этот вопрос весьма сложный. Наиболее информативная фракция может быть различной для различных типов месторождений, имеющих разный характер минерализации; но в общем случае наиболее рациональная фракция в горно-складчатых районах - 3 мм, а в полупустынных - +0,25-3 мм.

Следует также отметить, что изучение территории литохимическими съемками должно проводиться по всей площади, без изъятия каких-либо участков по геологическим соображениям. Геологические критерии, как известно, несовершенны, поэтому иногда невозможно предсказать на их основе неизвестные типы месторождений.

Исследования, проведенные в гумидных горно-таежных районах Монголо-Хотского пояса, показали, что для всех геохимических типов золоторудных

месторождений существует практически единый качественный элементный состав, отражающий близкий минеральный состав золотых руд и первичных ореолов. Главными элементами потоков рассеяния являются золото, серебро и мышьяк, их средние КК колеблются от 3 до 850. Остальные элементы имеют невысокие КК (2-4, редко достигая 10).

Вместе с тем содержания элементов в каждом различном геохимическом типе различные. Для близповерхностных месторождений, кроме золота, характерны относительно высокие концентрации лишь серебра; для золото-кварц-сульфидных руд субвулканической зоны - мышьяка, серебра, меди, свинца; для золото-турмалин-сульфидных руд этой же зоны - бора, висмута; для золото-альбит-магнетитовых руд среднеглубинной зоны - бора, висмута и молибдена; для золото-кварцевых месторождений - лишь одного мышьяка.

Наряду с этим намечается некоторое уменьшение уровней содержания ряда элементов в потоках рассеяния при переходе от близповерхностных месторождений к среднеглубинным. Содержания золота завязят в основном от концентрации его в рудах. Например, в месторождениях штокеркового бор-сульфидного типа его содержания намного ниже, чем в месторождениях жильного существенно сульфидного типа. Имеются и отклонения, обусловленные главным образом различным расстоянием от месторождения до водотока и, возможно, формой нахождения золота в рудах.

Различные уровни содержания серебра в рудах фиксируются серебряно-золотым отношением в потоках рассеяния.

Так,  $Ag/Au$  в потоках рассеяния близповерхностных месторождений колеблется в пределах 5-10 до 50 и более; в месторождениях субвулканической зоны - от 1,5 до 2,5; среднеглубинных - в основном от 0,1 до 1,0. Рельефно фиксируется некоторый сдвиг максимальных концентраций серебра по отношению к максимумам золота вниз по течению дренирующих рек.

В старых горно-рудных районах на природные субаквальные ландшафты налагаются всевозможные антропогенные воздействия, связанные с разработками месторождений россыпного золота, деятельностью обогатительных фабрик, размером отвалов из эксплуатационных выработок. Так, в русловых отложениях И.С. Ломоносовым, Т.К. Ломоносовой /1986/ установлено наличие специфических литогеохимических потоков рассеяния золота над русловыми россыпями, в которых золото находится в тонкодисперсной (2,5-16 мкм), в том числе и коллоидной, форме. В настоящее время установлено, что антропогенез не всегда оказывает отрицательное влияние на результативность поисковых работ по потокам рассеяния. В процессе эксплуатации россыпей происходит перемешивание аллювиальных отложений на всю их мощность. С техногенных отвалов при этом выносятся мелкий материал, содержащий тонкое золото, и переотлагается в руслах водотоков. Но доля тонкого золота невелика, и в геохимических полях россыпи обозначаются весьма слабыми аномалиями Au. Вместе с тем потоки рассеяния золота из коренных источников, трансформированные в ходе обработки россыпей, сохраняют первоначальную структуру и сопровождаются полиэлементным составом. Следует также отметить положительное влияние отработок россыпей на поиски коренных источников, питающих эти россыпи и залегающих в днищах долин под мощным слоем аллювиальных отложений, поскольку в этом случае вскрываются глубинные уровни потоков рассеяния. При загрязнении речных отложений химическими отходами промышленных предприятий, глубина проникновения которых достигает 30-40 см, создаются, наоборот, крайне неблагоприятные условия для ведения поисковых работ.

В старых горно-рудных районах часто на естественные потоки накладываются техногенные, обусловленные наличием эфелей обогатительных фабрик, отвалов подземных выработок и т.д. Как видно из табл. 8, в них резко

Таблица 8. Концентрации элементов в потоках рассеяния золоторудных месторождений

Зона рудоотложения	Минералогический тип руды	Вид потока	Au	Ag	As	Sb	Cu	Zn	Bi	Mo	B	Ag/Au
Ближневёрхняя	Золото-халцедоновоидно-кварцевый	Естественный	$\frac{0,002-0,016}{0,006; 3}$	$\frac{0,01-0,1}{0,034; 7}$	-	$\frac{10-20}{15; 3}$	$\frac{10-30}{18; 3}$	$\frac{40-100}{82; 3}$	$\frac{0,5-1}{0,6; 1}$	$\frac{2-8}{4; 4}$	$\frac{60-100}{90; 4}$	6
		"	$\frac{0,001-0,032}{0,007; 3}$	$\frac{0,03; 8}{0,037; 8}$	-	$\frac{10-20}{15; 3}$	$\frac{10-20}{16; 3}$	$\frac{40-80}{60; 2}$	-	$\frac{1-4}{2,6; 2}$	$\frac{40-200}{84; 4}$	5
Малоглубинная (субвулканическая)	Золото-кварц-сульфидный	"	$\frac{0,027-0,21}{0,11; 55}$	$\frac{0,03-0,4}{0,24; 48}$	$\frac{30-1000}{230; 46}$	$\frac{10-100}{44; 9}$	$\frac{30-80}{42; 8}$	$\frac{60-80}{72; 2}$	$\frac{1-20}{4,4; 8}$	$\frac{1-6}{3,8; 4}$	$\frac{30-100}{78; 4}$	2
		"	$\frac{0,19-2,67}{0,95; 475}$	$\frac{0,6-3,0}{1,3; 260}$	$\frac{80-800}{250; 50}$	$\frac{30-80}{48; 9}$	$\frac{40-80}{73; 14}$	$\frac{100-300}{180; 60}$	$\frac{3-10}{5,4; 10}$	$\frac{3-6}{4,6; 4}$	$\frac{80-200}{136; 6}$	1,3
	Золото-турмалиновый	Техногенный	$\frac{0,6-2,3}{1,13; 565}$	$\frac{0,2-0,4}{0,3; 60}$	$\frac{10-30}{23; 5}$	$\frac{10-30}{21; 4}$	$\frac{30-60}{39; 8}$	$\frac{30-80}{54; 2}$	$\frac{6-10}{8,2; 16}$	$\frac{6-10}{8; 8}$	$\frac{80-400}{240; 12}$	0,4
		Естественный	$\frac{0,04-0,77}{0,05; 25}$	$\frac{0,03-0,06}{0,048; 10}$	-	$\frac{6-20}{12; 2}$	$\frac{10-20}{10; 2}$	$\frac{30-40}{35; 1}$	$\frac{0,5-2}{0,7; 5}$	$\frac{3-6}{4; 4}$	$\frac{19-30}{23; 1}$	0,9
Среднеглубинная	Золото-кварцевый	Техногенный	$\frac{0,05-1,4}{0,76; 380}$	$\frac{0,06-0,2}{0,1; 20}$	$\frac{60-200}{100; 20}$	$\frac{10-20}{11; 2}$	$\frac{10-20}{17; 3}$	$\frac{30; 60}{44; 1,5}$	$\frac{0,5-8}{2,9; 5}$	$\frac{2-4}{3; 3}$	$\frac{60-100}{90; 4}$	0,13
		"	$\frac{0,05-5}{0,26; 130}$	$\frac{0,03-3}{0,37; 74}$	$\frac{10-1000}{840; 170}$	$\frac{6-100}{30; 6}$	$\frac{10-30}{20; 4}$	$\frac{20-80}{50; 2}$	-	$\frac{2,6}{4; 4}$	-	1,5
	Золото-магнетитовый	Естественный	$\frac{0,003-0,06}{0,024; 12}$	$\frac{0,03}{0,03; 6}$	-	$\frac{10}{10; 2}$	$\frac{10-20}{17; 3}$	$\frac{40-80}{63; 2}$	$\frac{1-2}{1; 2}$	$\frac{4-6}{5; 5}$	$\frac{60-80}{80; 4}$	1,2
		"	$\frac{0,02-0,7}{0,13; 65}$	$\frac{0,01-0,8}{0,34; 68}$	$\frac{5-40}{1,8; 3}$	$\frac{4-30}{16; 3}$	$\frac{10-60}{37; 7}$	$\frac{30-100}{72; 2}$	$\frac{3-30}{1,2; 24}$	$\frac{1-8}{6; 6}$	$\frac{400-600}{347; 17}$	2,5
	Золото-актинолит-альбит-магнетитовый	Техногенный	$\frac{0,001-6,6}{1,7; 850}$	$\frac{0,03-1}{0,12; 24}$	-	$\frac{8-30}{17; 3}$	$\frac{10-30}{19; 4}$	$\frac{30-100}{67; 2}$	-	$\frac{1-8}{4,7; 5}$	$\frac{60-200}{105; 5}$	0,4
		"										

Примечание. В числителе даны пределы содержаний (в г/т), в знаменателе - средние содержания (в г/т) и коэффициенты контрастности. Au и Ag - в усл. ед.

возрастают КК золота и некоторых элементов-спутников. Например, в техногенных потоках рассеяния золото-сульфидного типа наиболее контрастными являются серебро, цинк, медь; прожилково-вкрапленного - бор или висмут, мышьяк; жильного среднеглубинного - висмут и т.д. Методические исследования и на многих других месторождениях подтверждают тождественность состава потоков рассеяния с составом коренных источников /Поликарпочкин и др., 1982; Гундобин, 1980; и др./.

В целом в потоках рассеяния отражается состав не только рудных элементов, но и состав и характер пород субстрата, а также гидротермально измененных пород рудных полей на больших площадях. Метасоматические изменения ведут к интенсивному выносу Mg, Ca, Na и привносу K, Rb, Si и других элементов. Химические преобразования в рыхлых отложениях склонов приводят к интенсивному выносу Ca, Mg, Na, в меньшей мере - K, Rb и Fe. Диагенетические преобразования русловых отложений усиливают процессы кислотного выщелачивания, что подтверждается, по данным Г.М. Гундобина и В.Н. Колесникова /1984/, падением концентраций калия и уменьшением K/Rb в пробах из более глубоких горизонтов. Таким образом, в условиях формирования кислых вод на месторождениях в рыхлых образованиях фиксируется интенсивный вынос рудных, щелочных и петрогенных элементов, обусловленный химическим выветриванием руд, плагиоклазов, карбонатов и темноцветных минералов. Так, контуры калиевых аномалий в водах охватывают как поля гидротермалитов с золото-серебряным оруденением, так и примыкающие к ним поля вторичных кварцитов. По данным Б.А. Колотова и др. /1975/, в пределах полей адуляр-гидрослюдистых пород, не несущих золотое оруденение, накопление калия в водах не происходит, а в границах калиевых аномалий размещается золото-серебряное оруденение.

При этом теснота связи золота с калием в водах увеличивается с приближением к рудному полю. По данным этих авторов, коэффициент корреляции золота и калия в водах неперспективных участков - 0,07; перспективных - 0,33, а промышленного значения - 0,71. Повышение сульфидности усиливает процессы химической дезинтеграции, что приводит к ускорению высвобождения субмикроскопических частиц золота и других металлов и интенсивности их в потоках рассеяния. Так, на основе экспериментальных работ установлено /Королева, 1986/, что в водные растворы наиболее легко золото переходит из окисленных руд, в меньшей мере - из неокисленных сульфидных руд. Самородное золото хорошо растворяется в водных средах, содержащих тиосульфаты и сульфиды. Из сульфидных руд, окисленных и неокисленных, золото активнее выщелачивается растворами, содержащими свободный бром и тиосульфаты. Хотя органические кислоты не играют большой роли при мобилизации золота в водные растворы, но в их присутствии резко возрастает способность золота к миграции в водных растворах. Значительными миграционными способностями обладает золото в присутствии водных растворов сульфид-иона и брома. При этом оно обладает способностью концентрироваться на поверхности выделений самородного золота. Золото, связанное с фульвовыми и гуминовыми кислотами, в почвенном горизонте переходит в водно-растворимую форму при разложении почв, вымывается в период выпадения атмосферных осадков и обогащает потоки рассеяния.

В зонах сезонного криогенеза при оттаивании рыхлых отложений происходит активная десорбция золота с поверхности минеральных частиц и переход его в раствор, но при утрате талой водой аномальных свойств золото из раствора осаждается вновь, предпочтительно на частицах металлического золота. Частицы самородного золота прочно удерживают его на своей поверхности при последующем промывании водными растворами, а с других минералов сорбированное золото легко снимается. Этим свойством можно объяснить

рост золотин в россыпях. В зоне гипергенеза при смене восстановительных условий окислительными золото выделяется в форме  $Au^0$ , в результате чего может происходить также водородное накопление металла. Таким образом, установлена значительная миграционная способность золота в зоне гипергенеза и образование потоков рассеяния в твердой и жидкой фазах. Отмечается также зависимость интенсивности потоков от климатических изменений, что обуславливает изменение соотношения поступающего в водоток рудного и нерудного материала. Сложная зависимость интенсивности потоков рассеяния от состава руд, вмещающих пород, типа гидротермальных изменений, ландшафтно-геоморфологических факторов, наконец, от глубины залегания оруденения обуславливает большую сложность количественной оценки перспектив аномальных полей. Первая попытка такой оценки была предпринята А.П. Соловьевым /1959/, предложившим оценивать продуктивность потока по простой формуле  $P' = K' \cdot P$ ; т.е. продуктивность потока ( $P'$ ) увеличивается прямо пропорционально (коэффициент  $K'$ ) продуктивности месторождения ( $P$ ). Дальнейшие исследования в этом направлении были предприняты В.В. Поликарпочкиным /1976/. Им разработана модель, которая описывается уравнением, выведенным на основе баланса масс. При этом учитываются фазово-динамические процессы, происходящие как в самой реке, так и в образованных ею аллювиальных отложениях, и процессы, происходящие на склонах /Поликарпочкин, Белоголова, 1981/.

Используется формула, выведенная из математической модели:  $\Delta P = \Delta P' + q(c - c_{\phi}) \Delta x$ , где  $P$  и  $P'$  — продуктивность рудного тела и потока рассеяния,  $c$  и  $c_{\phi}$  — концентрация элемента в потоке и на фоне,  $\Delta x$  — интервал по реке, для которого подсчитываются приращение продуктивности  $P$  и  $P'$ ,  $q$  — фазово-динамический коэффициент.

В принципе обе формулы, на наш взгляд, могут быть применимы лишь для самой ориентировочной оценки на первом этапе подсчета. Формула В.В. Поликарпочкина, естественно, более близка к реальной оценке. Однако сложность и, вероятно, невозможность определения некоторых параметров затрудняет количественную оценку.

Правомерность использования метода многомерных полей для изучения пространственного размещения рудной минерализации была показана на целом ряде объектов /Таусон и др., 1978; Филиппова и др., 1984; Гундобин, Колесников, 1984; Зорина и др., 1983; Петровская и др., 1984, 1985; и др./.

При этом главная задача мелкомасштабной геохимической съемки по потокам рассеяния — металлогеническое районирование с расчленением известных формационных типов, а также выявление новых промышленных рудных формаций, определение областей максимального развития минерализации и сравнительная их оценка; а смена в пространстве элементарных ассоциаций, отображающих состав коренных источников, позволяет проводить изучение зональности рудных узлов. Данные, получаемые при съемках по речным потокам рассеяния, относятся к гидросети, но при составлении геохимических карт целесообразно распространять их на всю площадь, определяя содержания элементов в междуречных пространствах путем интерполяции. В результате составляются карты, на которых наглядно выделяются участки с различными содержаниями элементов. Минерализованные зоны и тела горных пород, характеризующиеся определенными особенностями химического состава, выражены на этих картах очень рельефно. "Распространяя данные по рекам на междуречные пространства, мы поступаем таким же образом, как при ручной обработке, когда увязываем данные между реками и проводим контуры рудных зон или площадей иной конфигурации, пересекающие речные бассейны" /Поликарпочкин и др., 1982/.

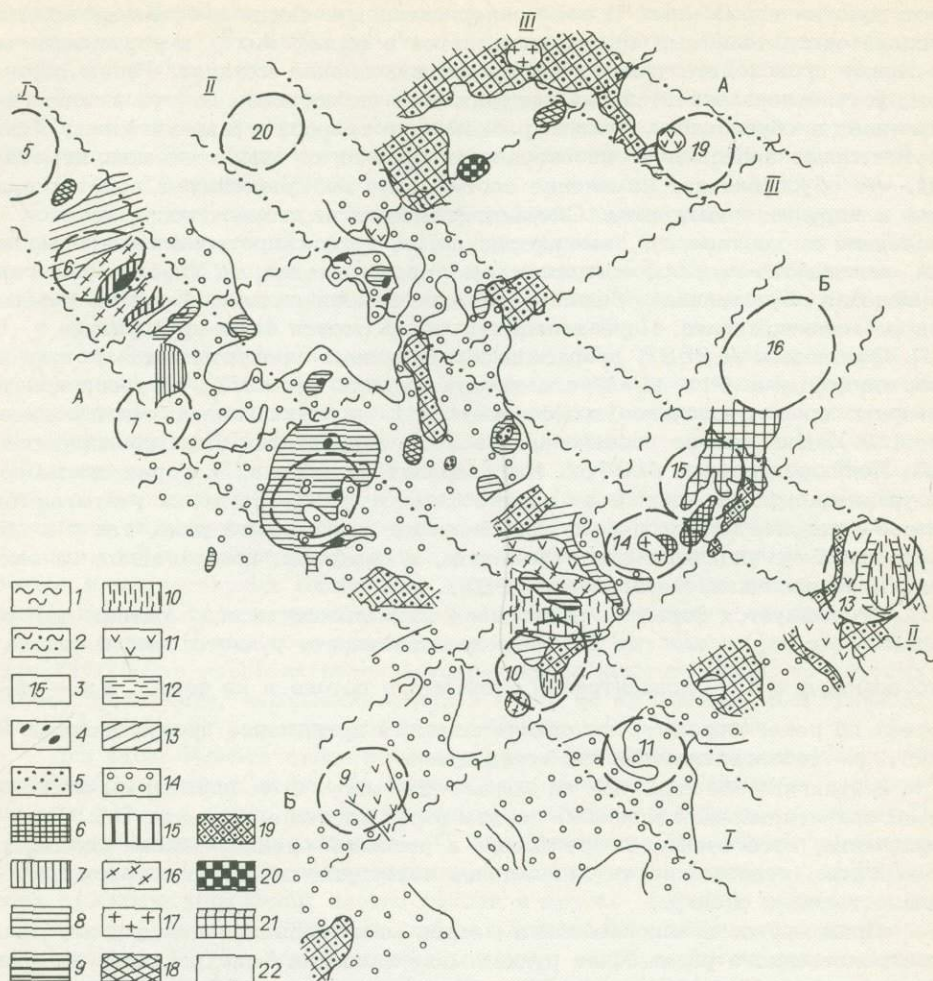


Рис. 27. Геохимические поля центральной части Восточного Забайкалья /по Н.А. Китаеву, П.В. Богатыреву/.

1 - зоны глубинных разломов: А-А - Монголо-Охотского, Б-Б - Борзинско-Газимуровского; 2 - зоны структурных швов: I-I - Дарасуно-Куйтунского, II-II - Сретенско-Нерзаводского, III-III - Уров-Джалирского; 3 - кольцевые структуры с латитовым магматизмом и их номера /по Л.В. Таусону, 1982/: 5 - Усуглинская, 6 - Дарасунская, 7 - Дельмачинская, 8 - Шадоронская, 9 - Долгокычанская, 10 - Алекзаводская, 11 - Мулинская, 13 - Нерзаводская, 14 - Красноярская, 15 - Широкинская, 16 - Культуминская, 19 - Карийская, 20 - Жирекенская; 4-22 - ассоциации элементов: 4 - Au Ag Mo Bi (3-20) Zn Pb Cu As Zr W (3); 5 - Au Ag Mo Bi (3-20) Pb Zn Cu As Zr W (3); 6 - Au Bi Ag (20-100) Cu Mn W (3-20) Pb Zn As Mo Zr (3); 7 - Au Ag W Mo Bi Mn (3, 20) Pb Zn Cu As (3); 8 - Au Ag (3-20) Pb Zn Cu As Mo Bi Zr W (3); 9 - Ag (100) Sb Mo Bi W Cu (20-100) Pb Zn Cr Ga As Nb (3-20) Zr (3); 10 - Ag Pb Zn (20-100) Mn (3-20) Au Cu As Mo Bi Zr W (3); 11 - Ag Pb Zn (20-100) Mn (3-20) Au Cu As Mo Bi Zr

Опыта обработки данных площадных гидрогеохимических съемок методом МП пока мало. Вместе с тем построение и интерпретация геохимических карт, составленных на основе определения малых содержаний химических элементов в водах, практически ничем не отличается от описанных выше других видов опробования. Следует лишь заметить, что "... в большинстве задач, связанных с выяснением закономерностей распределения элементов на изучаемых площадях и выявлением аномалий, указывающих на перспективные участки оруденения, не следует совместно обрабатывать данные по подземным и поверхностным водам. Содержания растворенных веществ в подземных и поверхностных водах обычно неодинаковы. На выходах подземных вод расположены геохимические барьеры (окислительный, сорбционный, биологический и т.п.), на которых содержание элементов в водах резко изменяется. При совместной обработке подземные и поверхностные воды четко разделяются, но недостаток такой обработки заключается в том, что на фоне возникающей мозаичной картины трудно установить закономерности распределения элементов и аномальные участки. Значительный интерес представляет обработка методом МП данных по основным компонентам минерализации вод. Можно полагать, что выполняемая при этом классификация вод, сопровождаемая изображением пространственного распределения как различных классов вод, так и содержания отдельных элементов в них, позволит полнее охарактеризовать природные воды. Вероятно, таким образом можно будет значительно эффективнее, чем это делается сейчас, использовать данные общего химического состава вод в качестве поискового признака месторождений" /Поликарпочкин и др., 1982/.

Особенности геохимических полей, выявляемых при изучении потоков рассеяния покажем на примерах разномасштабных съемок в различных ландшафтно-геологических и климатических условиях. Геохимические поиски по потокам рассеяния в пределах громадных площадей подвижных зон, как правило, подразделяются на два главных этапа: 1. Рекогносцированные геохимические съемки в твердой и жидкой фазах в масштабе 1:500 000-1:200 000. 2. Направленные поиски в масштабе 1:50000.

В силу неравных по размерам и условиям поисков основных структурных элементов подвижных поясов (сводовых поднятий и межгорных депрессий) рекогносцировочные поиски в них имеют некоторые методические различия.

Главной целью таких поисков в пределах сводовых поднятий является обнаружение кольцевых рудно-магматических систем /Таусон, 1984/, второстепенной - выявление геохимической типизации крупных рудоносных зон в пределах регионов и региональной зональности. Для решения этих задач достаточной плотностью опробования при поисках по потокам рассеяния будет

---

W (3); 12 - Ag Cu (20-100) Sn Zr Pb Zn Mo (3-20) Au  
 Bi W (3); 13 - Ag (20-100) Mo W Au Mn Zr (3-20) Pb  
 Zn Cu As Bi (30); 14 - Ag Au Mn (3-20) Pb Zn Cu As Mo  
 Bi Zr W (3); 15 - Sb Ag (100) As Bi B (20-100) Cu W Pb  
 Mn Cr P (3-20) Zr (3); 16 - Sb Ag (20-100) Cu As Mo  
 W Au (3-20) Pb Zr (3); 17 - Pb W Ag (3-20) Au Zn Cu  
 As Mo Bi Zr (3); 18 - Be Ag (3-20) Au Pb Zn Cu As Mo  
 Bi Zr W (3); 19 - B Ag Mo Mn Bi (3-20) Au Pb Zn Cu  
 As Zr W (3); 20 - Se Y Ag Mn (3-20) Au Zn Cu As Mo  
 Bi Zr W (3); 21 - Zr Mn Ag La Au (3-20) Pb Zn Cu As  
 Mo Bi W (3); 22 - Au Ag Pb Zn Cu As Mo Bi Zr W (3).  
 Коэффициенты контрастности Cr Sn, B - 2-3; Ni, Co, Li, P, V, Ti,  
 Sb, Sc - 0,9-2; Ga, Ge, Y, La, Be, Nb - 0,2-0,7.

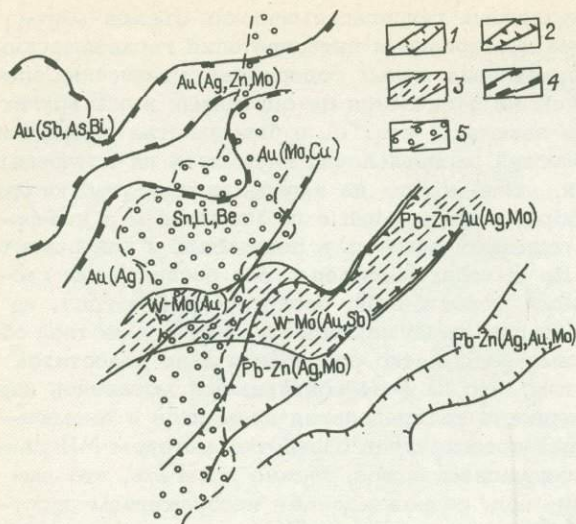


Рис. 28. Геохимические зоны центральной части Восточного Забайкалья.

1 - полиметаллическая;  
2 - золото-полиметаллическая;  
3 - молибден-вольфрамовая;  
4 - золотая; 5 - редкометал-  
льная. В скобках показаны  
сопутствующие элементы.

одна проба на 5-10 км<sup>2</sup>  
(1:500 000), которая и пред-  
лагалась некоторыми авторами.  
Проведенная нами съемка  
в этом масштабе по потокам  
рассеяния в центральной части  
Восточного Забайкалья под-  
твердила данное положение.

Как видно из рис. 27, боль-

шинство разноформационных контрастных геохимических полей расположено в пределах кольцевых вулканокупольных структур с латитовым магматизмом /Таусон, 1983/. Каждая структура характеризуется своими типоморфными особенностями элементного состава, отражающими наличие, кроме главных, редкоземельных и других элементов.

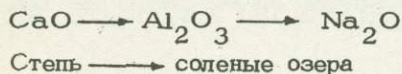
На основе этой съемки составлена геохимическая карта центральной части Восточного Забайкалья с выделением шести геохимических зон (рис. 28): полиметаллической, золото-полиметаллической, двух золотых, молибден-вольфрамовой и редкометалльной. Первые четыре зоны имеют северо-восточное простирание, совпадают с известными рудоконтролирующими зонами и характеризуют их геохимический состав. Две последние дискордантны по отношению к первым. Молибден-вольфрамовая геохимическая зона расположена на границе между юго-восточной и северо-западной частями исследованной площади, т.е. как бы разделяет области существенно полиметаллической и золотой минерализации. Вытянута она в субширотном направлении под углом к северо-восточному направлению первых четырех зон и "накладывается" на западе на золотую, на востоке - на золото-полиметаллическую зоны. Редкометалльная зона имеет субмеридиональную ориентировку. Анализируя геохимический состав зон, можно отметить особенности металлогении центральной части Восточного Забайкалья. Во-первых, четко видна взаимосвязь различных металлогенических зон. С юго-востока на северо-запад мы видим постепенную смену: полиметаллическая с присутствием золота и молибдена → золото-полиметаллическая с наличием молибдена как спутника → золотая с присутствием молибдена и полиметаллов. Для всех зон характерно наличие серебра. Близкий качественный состав геохимических зон свидетельствует, вероятно, об общих геолого-тектонических условиях исторического развития региона и общности по характеру и глубинности первичных источников формирования оруденения. Значительные же различия в количественном составе главных металлов свидетельствуют, очевидно, о постепенном изменении состава этих источников вкост генеральных северо-восточных геологических структур, отражающих различие металлогении в разных частях единой мегаструктуры.

Для металлогении исследованной площади характерна главная роль золота в северо-западной части с постепенно ослабевающей его ролью к юго-

востоку и, наоборот, главной роли полиметаллов в юго-восточной части с ослабевающим их значением в северо-западном направлении.

Во-вторых, фиксируются не увязывающиеся в этом плане зоны молибден-вольфрамовой и редкометалльной минерализации. Первая зона, как бы разделяющая юго-восточную и северо-западную части исследуемой площади, дискордантна по отношению к их геохимическим зонам, что свидетельствует об особых условиях и глубинности источников ее формирования. Вероятно, эту зону можно рассматривать как инверсионную область в киммерийских металлогенических структурах. Редкометалльная зона также идет еще под большим углом к основным северо-восточным геохимическим зонам. Особенности в пространственном распределении петрогенных элементов рассматриваются на основе силикатного анализа 430 проб (1 проба на 100 км<sup>2</sup> (рис. 29).

В пределах рудных районов с развитой сульфидной минерализацией в потоках рассеяния фиксируются повышенные содержания Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (до 6,06 %), TiO<sub>2</sub> (до 0,84 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (до 0,27 %). Северная часть площади характеризуется максимальными концентрациями TiO<sub>2</sub> (1,1 %), MnO (0,24 %), P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0,29 %) и повышенным содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (5,47 %). Накопление этих компонентов может быть объяснено абсорбцией их железистыми осадками в заболоченных участках. Максимальные концентрации CaO (до 14 %) и MgO (до 3,61 %) при минимальных значениях Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (10,54 %) фиксируются в северной и южной частях площади и совпадают с границами Хилокско-Олекминской и Урулюнгуевской зон раннепалеозойской консолидации /Тихомиров и др., 1964/. Эти участки оконтуриваются площадями с максимальными содержаниями Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (15,03 %). Получается своеобразная латеральная зональность в распределении окислов в потоках рассеяния: в центре CaO и MgO, на флангах Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Данным районам свойственны степные и полустепные ландшафты. В условиях сухого климата биологическое накопление кальция, по данным А.И. Перельмана /1975/, превышает его выщелачивание, и поэтому ландшафты степей и пустынь всегда богаты этим элементом. Не объяснима пока низкая концентрация здесь Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; поскольку, по данным А.И. Перельмана /1975/, "богатство ландшафта кальцием обуславливает низкую миграционную способность алюминия". В данном случае, наоборот, алюминий энергично выносятся из областей, богатых кальцием. Отличительной чертой южной части площади является наличие, кроме CaO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, максимальных концентраций Na<sub>2</sub>O (до 30 %) и K<sub>2</sub>O (3,6 %) и, наоборот, минимальных - TiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. При этом участки с максимальным содержанием K<sub>2</sub>O приурочиваются к рекам с постоянным водотоком, а Na<sub>2</sub>O, в свою очередь, к этим участкам, а также к суходольным падам и бессточным горько-соленым озерам. Распределение K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O можно объяснить различным поведением Na и K в условиях сухого климата степного ландшафта. Для калия имеет место биогенная аккумуляция, а натрий выступает как элемент испарительной концентрации /Перельман, 1975/. Таким образом, для южной части площади с сухим степным ландшафтом латеральная зональность выражается по схеме:



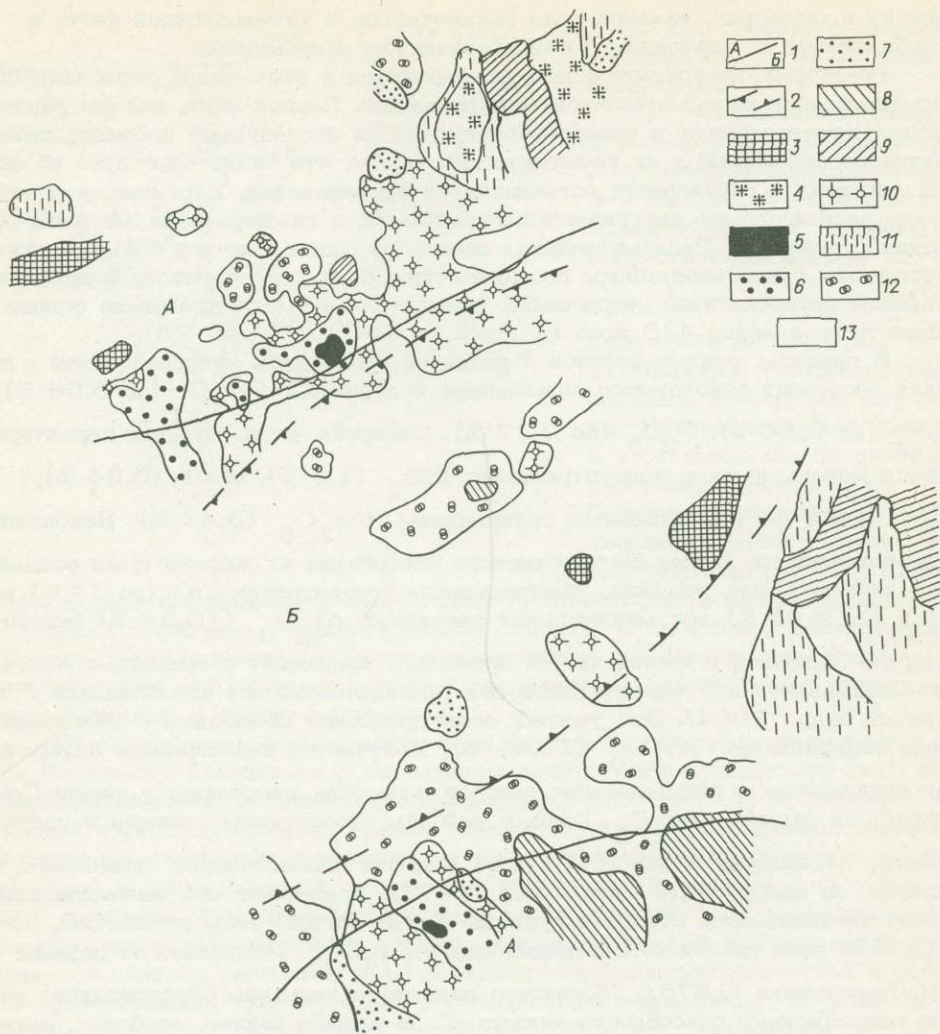


Рис. 29. Распределение содержаний окислов петрогенных элементов на площади центральной части Восточного Забайкалья.

1 - зоны раннепалеозойских консолидаций (А) и герцинской складчатости (Б); 2 - границы Юрского прогиба; 3-13 - средние содержания окислов элементов в ассоциациях, %:

Номер ассоциаций	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
3	58,94	0,84	13,62	6,06	0,074	1,47	3,26	2,56	2,64	0,21
4	59,4	1,1	14,21	5,47	0,24	1,55	3,48	2,45	2,21	0,2
5	43,69	0,62	10,54	3,63	0,09	3,61	14,0	1,86	1,7	0,23
6	49,77	0,72	13,0	4,1	0,13	3,43	7,82	1,73	2,16	0,14
7	63,9	0,42	14,76	3,41	0,09	0,73	3,7	3,66	2,47	0,12
8	72,41	0,28	12,45	1,46	0,03	0,31	1,59	3,25	3,6	0,04
9	55,08	0,81	14,43	5,1	0,08	1,57	2,4	2,02	2,5	0,29

Путем сравнения химического состава пород субстрата, на которых развиваются речные образования и илистые отложения рек, выявлены следующие закономерности.

Содержание окислов в илистых отложениях рек может быть различным: пониженное в илах, развивающихся на всех интрузивных комплексах ( $K_2O$ ); повышенное ( $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ); повышенное - в илах, развивающихся на древних (протерозойских и палеозойских) интрузивных комплексах и, наоборот, пониженное - в илах, развивающихся на молодых (киммерийских) интрузивных комплексах ( $MgO$ ,  $CaO$ ).

При значительном разбросе концентраций разных окислов в различных породах субстрата содержания их в илистых отложениях рек выравниваются и для ряда окислов ( $MgO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ) становятся совсем близкими. Разброс содержаний этих окислов в 3,8-6 раз меньше таковых в породах субстрата.

Изменения коэффициентов миграции (рассеяния - концентрации) окислов петрогенных элементов (частное от деления содержаний окислов в илах к содержанию их в породах) в различных ландшафтных условиях неоднозначны. Одна группа окислов ( $Na_2O$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ) испытывает небольшие изменения в соотношениях содержаний в системе порода - ил, а вторая ( $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $TiO_2$ ,  $MgO$ ) - существенные. В первой группе окислов коэффициенты миграции при смене ландшафтов от лесостепных через степные к полупустынным имеют тенденцию у  $Na_2O$  к слабому увеличению, у  $SiO_2$  и  $K_2O$  - уменьшению, а у  $Al_2O_3$  - к увеличению и затем к уменьшению. Во второй группе для всех окислов в этом направлении происходит увеличение коэффициента миграции, что свидетельствует, вероятно, о механическом переносе частиц, содержащих эти элементы, и интенсивном их осаждении из дренирующих вод.

Таким образом, многомерный анализ позволил установить характер распределения ассоциаций окислов и зависимость уровней их содержаний от ландшафтно-климатических условий, а также от возраста интрузивных образований субстрата. Механизм перераспределения петрогенных элементов требует специальных исследований с целью выяснения роли и соотношения механической и солевой форм их миграции.

Особый интерес вызывает изучение возможности использования метода по потокам рассеяния при геохимических поисках скрытых месторождений в межгорных депрессиях, где необходимо учитывать, что тонкодисперсное золото, развитое в близповерхностных месторождениях, не дает россыпей и не

Но- мер ассо- циа- ции	$SiO_2$	$TiO_2$	$Al_2O_3$	$Fe_2O_3$	$MnO$	$MgO$	$CaO$	$Na_2O$	$K_2O$	$P_2O_5$
10	59,9	0,67	15,03	3,43	0,1	1,94	4,4	3,03	1,95	0,08
11	58,05	0,78	14,92	4,98	0,17	1,74	2,89	2,32	2,53	0,17
12	69,83	0,41	13,02	2,52	0,05	0,65	1,66	2,94	2,96	0,09
13	61,48	0,63	14,74	3,73	0,09	1,19	2,06	2,55	2,67	0,15

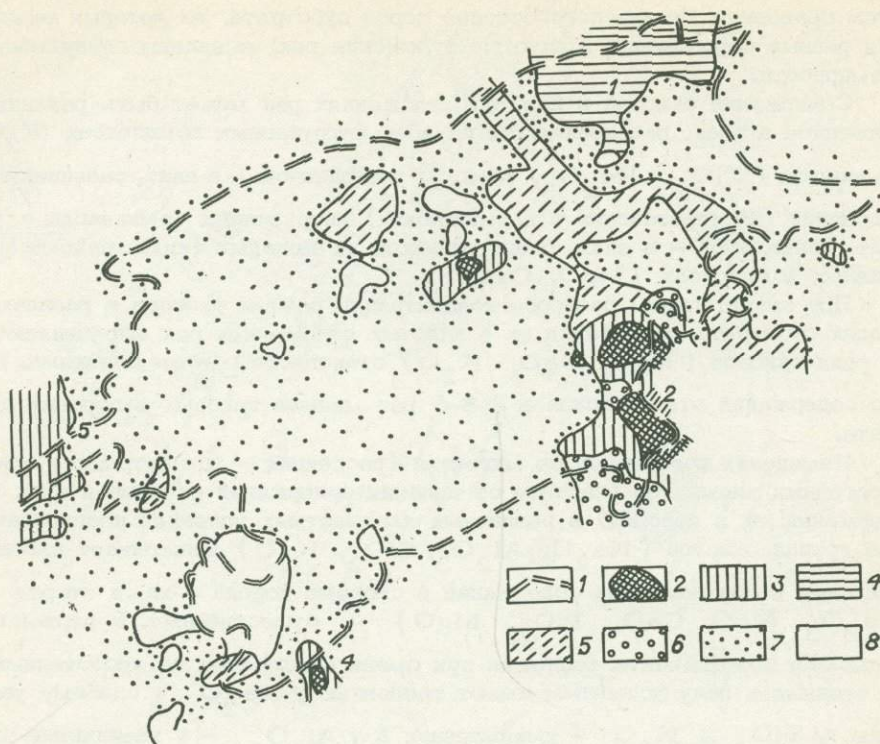


Рис. 30. Полиэлементная карта депрессии.

1 - контур депрессии; 2-8 - ассоциации элементов: 2 -  $Au_{24-840} Ag_{15-26} Mo_3 Cu_2$ , 3 -  $Ag_{20-49} Au_{4-9} Mo_2$ , 4 -  $Zn_{100} Ag_{20} Mo_3$ , 5 -  $Ag_5 Cr_4 B_3$ , 6 -  $Cr_3 Au Ag_2$ , 7 -  $Ag_7 Mo_2$ , 8 -  $MoCr_1$ ,

Цифры на рисунке - геохимические поля, для которых составлены геохимические формулы, свойственные полиметаллической формации:

$$1 - \frac{Zn}{100}, \frac{Ag}{20}, \frac{Mo Zn Mn}{2,4}, \frac{Bi Li Rb Zn Cu Ni Co Cr V}{1-1,7}; \frac{As Au}{0,3}$$

золоторудной формации среднеглубинной зоны рудоотложения:

$$2,4 - \frac{Au}{24-840}, \frac{Ag}{15-26}, \frac{Cu Mo Li Bi Ni Co Cr Sn Mn Ti}{1-2,7}, \frac{As Rb Zn}{0,3-1,3}$$

золоторудной формации близповерхностной зоны рудоотложения:

$$5 - \frac{Ag}{20-49}, \frac{Au}{4-9}, \frac{Mo Li Bi Cu As Sn}{1,3-2,6}, \frac{Pb Zn Cr}{0,8-1,7}$$

фиксируется в шлихах. Только совмещенность такого оруденения с россыпеобразующими минеральными ассоциациями других типов оруденения объясняет наличие мезозойских россыпей высокопробного золота во многих золоторудных районах.

На рис. 30 приведен пример изучения с помощью потоков рассеяния

депрессийных структур в масштабе 1:200000, показывающий возможность их опойсывания, несмотря на то, что коренные породы в них перекрыты рыхлыми образованиями мощностью 10–30 м и более. Поля распространения различных геохимических ассоциаций соответствуют как различным формационным типам геохимических аномалий, так и различным геологическим образованиям. Однако вопрос геохимических поисков в депрессиях достаточно сложен и является предметом самостоятельной работы.

В качестве примера обработки методом МП результатов мелкомасштабной (1:500 000) гидрогеохимической съемки приводятся исследования, проведенные И.С. Ломоносовым и др. /1983/ и Л.А. Филипповой и др. /1984/ в пределах юга Сибирской платформы. Плотность опробования природных вод — одна проба на 18 км<sup>2</sup>.

В последние годы появились новые сведения по геологическому строению и металлогении Сибирской платформы. Главным образом это данные о возможной рудной минерализации, приуроченной к зонам глубинных разломов и особенно молодым разрывным структурам кайнозойского возраста. Ранее перспективность территории юга Сибирской платформы определялась лишь наличием соленосных отложений, развитием медистых песчаников и т.д.

Закономерности распространения основных типов природных вод региона по анионному и катионному составу по данным указанных авторов показаны на полиэлементной карте (рис. 31). На большей части территории фиксируются гидрокарбонатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,3 г/л, приуроченные главным образом к породам, выполняющим Прибайкальский прогиб. В горно-складчатом обрамлении платформы, среди древних метаморфических и изверженных пород, распространены гидрокарбонатные магниево-натриево-кальциевые воды с минерализацией до 0,1 г/л. Площади развития сульфатно-гидрокарбонатных магниево-кальциевых вод с минерализацией до 0,5 г/л выявлены в долинах рек Киренги, Лены, в районе г. Усть-Кута и др. Гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые воды с минерализацией 0,7–1,2 г/л отмечаются на тех же участках в виде полей площадью 20–100 км<sup>2</sup>. В долине р. Лены преобладают воды хлоридного натриевого типа, имеющие более высокую минерализацию, достигающую 1,3 г/л. Участки хлоридных вод образуют полосу северо-западного направления в районе г. Усть-Кута.

Гидрокарбонатно-сульфатные магниево-кальциевые и хлоридные натриевые воды убедительно подтверждают наличие линейных очагов разгрузки солевых вод и рассолов более глубоких горизонтов по долинам рек Лены и Киренги, связанных с зонами тектонических нарушений.

На полиэлементной гидрогеохимической карте этого региона, полученной по микрокомпонентному составу (рис. 32), выделено 12 групп ассоциаций природных вод, которые образуют площадные и линейные аномалии. Площадные аномалии, обычно приуроченные к одному литолого-стратиграфическому комплексу пород, образуют обширные поля, в центре которых располагаются ассоциации с максимальными концентрациями элементов, а по периферии — с низкими. Типичным примером является аномалия, представленная фосфорно-хромовой группой ассоциаций, ограниченной с востока долиной р. Лены.

Цинково-свинцовая группа ассоциаций зафиксирована в долине р. Лены и соответствует крупной кольцевой структуре в фундаменте платформы. В целом наиболее контрастные аномалии вытянуты в виде цепочек северо-западного, северо-восточного и субмеридионального направлений. Наибольший интерес представляют участки пересечения площадных и линейных гидрогеохимических аномалий.

Как видно, несмотря на очень малую плотность опробования природных вод, обобщение результатов методом МП позволяет выделить группы полей, характеризующихся определенными ассоциациями макро- и микрокомпонентно-

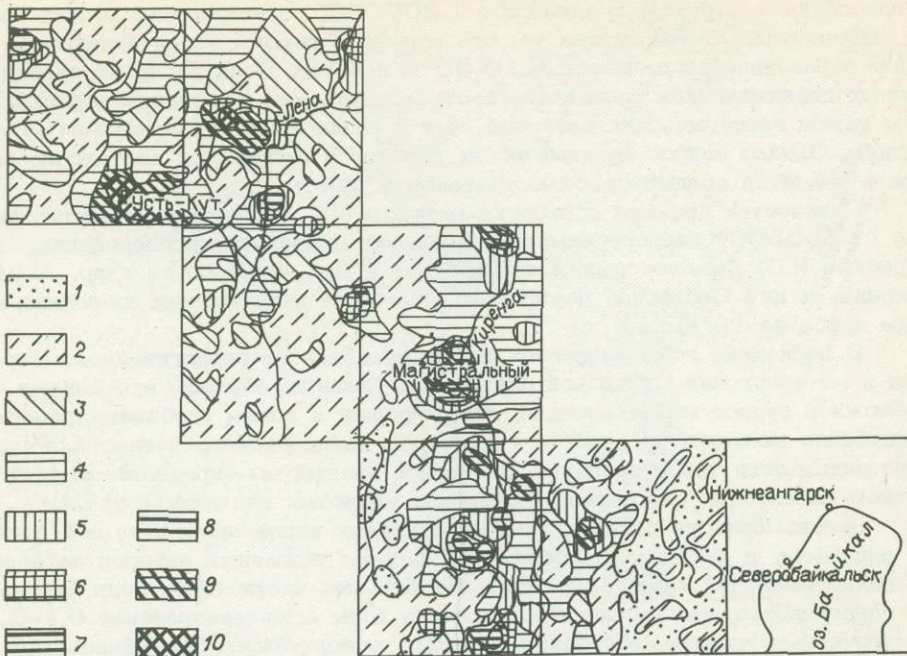


Рис. 31. Гидрогеохимическая полиэлементная карта (по макрокомпонентному составу вод) юга Сибирской платформы /по И.С. Ломоносову и др., 19836/.

Тип воды	№ класса	Характеристика класса (формула химического состава воды, % экв., минерализация, г/л)
Гидрокарбонатный	1	$M_{0,04} \frac{HCO_3 \ 80 \ Cl \ 15 \ SO_4 \ 15}{Ca \ 50 \ Mg \ 33 \ Na \ 17}$
	2	$M_{0,14} \frac{HCO_3 \ 93 \ Cl \ 5 \ SO_4 \ 2}{Ca \ 63 \ Mg \ 32 \ Na \ 5}$
	3	$M_{0,25} \frac{HCO_3 \ 95 \ Cl \ 4 \ SO_4 \ 1}{Ca \ 55 \ Mg \ 40 \ Na \ 5}$
	4	$M_{0,25} \frac{HCO_3 \ 70 \ Cl \ 21 \ SO_4 \ 9}{Ca \ 48 \ Mg \ 29 \ Na \ 23}$
	5	$M_{0,3} \frac{HCO_3 \ 67 \ SO_4 \ 22 \ Cl \ 11}{Ca \ 49 \ Mg \ 38 \ Na \ 13}$
	6	$M_{0,5} \frac{HCO_3 \ 51 \ SO_4 \ 42 \ Cl \ 7}{Ca \ 56 \ Mg \ 35 \ Na \ 9}$

го состава и установить по ним общие закономерности их распределения.

С целью выявления структурных особенностей районов, а также оценки и переоценки площадей проводится съемка с плотностью опробования 5-8 точек на 1 км<sup>2</sup>. Такая работа была проведена Л.А. Филипповой в Хапчерангинском рудном районе, расположенном в горно-складчатой зоне гумидного климата.

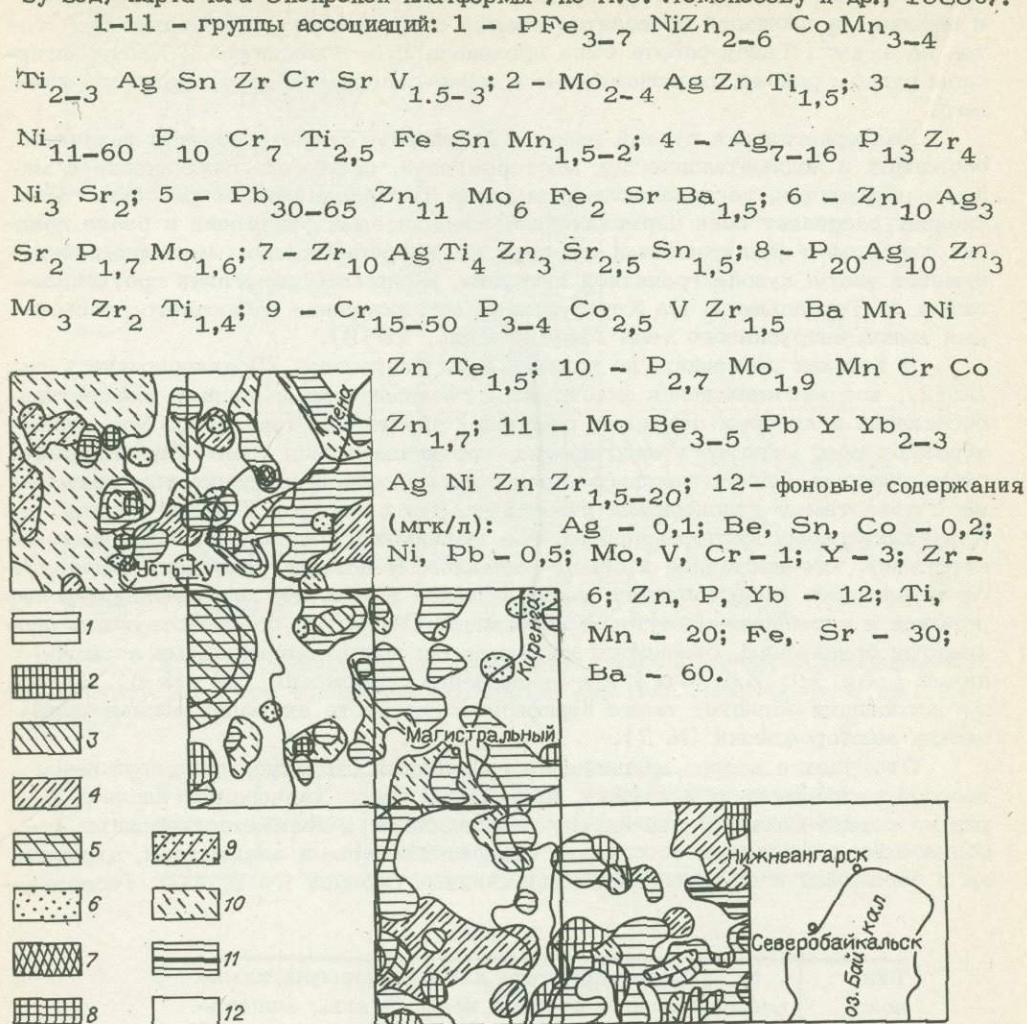
Хапчерангинский рудный район в Забайкалье характеризуется наличием оловянных и полиметаллических месторождений, связанных генетически с малыми интрузиями, располагающимися вдоль Тарбальджейского разлома. Последний разделяет поле пермских песчано-сланцевых отложений и более древних филлитов и филлитовидных сланцев. На Хапчерангинском месторождении имеется выход купола гранитной интрузии, в скрытом залегании протягивающийся до Тарбальджея. На Харатуйском месторождении наблюдается восточный выход интрузивного тела /Гаусон и др., 1978/.

В потоках рассеяния, по данным Л.А. Филипповой /Поликарпочкин и др., 1982/, все месторождения фиксируются геохимическими полями, элементные ассоциации в которых отражают специфику оруденения (рис. 33). Эти поля образуют пояс широтного простирания, протягивающийся вдоль Тарбальджейского разлома. Однако максимумы некоторых аномалий не полностью совпадают с известными рудоносными участками. Это относится к Харатуйскому и Курултыкенскому месторождениям, где максимумы потоков расположены соответственно юго-восточнее и северо-западнее. В потоках рассеяния фиксируется зональность минерализации, выражающаяся в том, что олово-висмут-вольфрамовая и серебряно-висмутовая ассоциации (№ 3, 4), соответствующие оловянно-висмут-вольфрамовому оруденению, сменяются на периферии полиметаллическими ассоциациями (Ag Pb Zn Cu) при уменьшении содержаний Sr (№ 6). Эта же ассоциация образует также периферическую часть аномалии полиметаллических месторождений (№ 7).

Отмечается второе направление рудоносных структур, трассирующееся полосой геохимических аномалий, проходящей через Хапчерангу, вдоль р. Тынрин на северо-запад. В ней наряду с оловянными и полиметаллическими ассоциациями отмечаются ассоциации с редкоземельными элементами, цирконием и бериллием и повышенными содержаниями серебра (№ 9, 10). Геологиче-

Тип воды	№ класса	Характеристика класса (формула химического состава воды, % экв., минерализация, г/л)
Сульфатный	7	$M_{0,7} \frac{SO_4 \ 53 \ HCO_3 \ 34 \ Cl \ 13}{Ca \ 50 \ Mg \ 34 \ Na \ 16}$
	8	$M_{1,2} \frac{SO_4 \ 57 \ HCO_3 \ 23 \ Cl \ 20}{Ca \ 52 \ Mg \ 42 \ Na \ 6}$
Хлоридный	9	$M_{1,4} \frac{Cl \ 74 \ HCO_3 \ 17 \ SO_4 \ 9}{Na \ 95 \ Ca \ 3 \ Mg \ 2}$
	10	$M_{12,8} \frac{Cl \ 99 \ SO_4 \ 1}{Na \ 90 \ Ca \ 6 \ Mg \ 4}$

Рис. 32. Гидрогеохимическая полиэлементная (по микроэлементному составу вод) карта юга Сибирской платформы /по И.С. Ломоносову и др., 1983б/.



ская позиция этой зоны характеризуется развитием вулканогенных и субвулканогенных пород харалгинского и сохондинского комплексов, с которыми в Забайкалье связывается редкометальное оруденение.

Аналогичные аномалии, но сравнительно на небольших площадях в северо-восточном углу изученной территории могут быть связаны с заболоченностью речных долин на этой площади (ассоциация № 2).

Эффективность метода поисков по потокам рассеяния в различных регионах с гумидным климатом общеизвестна. Применимость этого метода и закономерность формирования потоков рассеяния в высокогорных районах с аридным климатом изучена слабо. Использование метода в варианте, разработанном для областей с гумидным климатом, могло не дать ожидаемого эффекта в связи с рядом специфических особенностей этих территорий, например, наличием зодового материала, стремительностью рек и т.д.

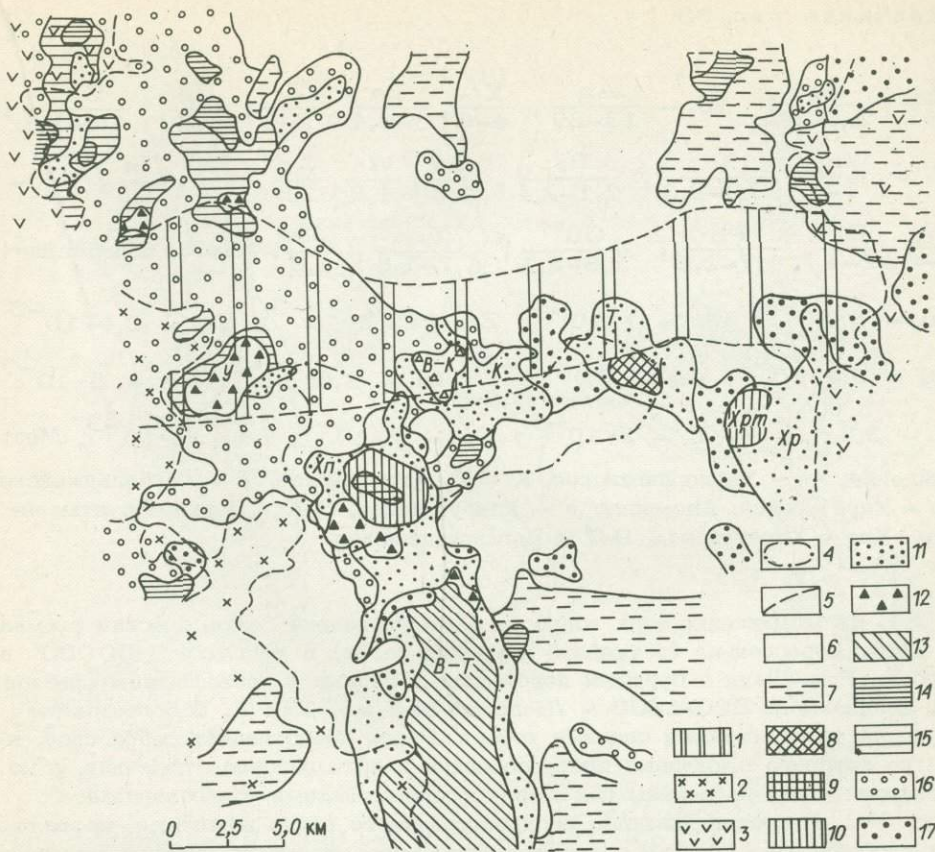


Рис. 33. Геохимическая схема Хатчерангинского района (по потокам рассеяния) /Поликарпочкин и др., 1982/.

1 - блок палеозойских филлитов и филлитовидных сланцев; 2 - массив гранодиоритов (Т); 3 - эффузивно-субвулканические породы харалгинского и сохондинского комплексов (J<sub>3</sub>); 4 - подземный контур Хатчерангинской гранитной интрузии; 5 - Тарбальджейский разлом; 6-17 - геохимические классы (здесь и далее в знаменателе - КК): 6 - содержания, близкие к фону (КК = 1-1,3); 7 - содержания ниже фона (Ag, Cu, Zn и др.); 8 -

$\frac{W}{10-130}$	$\frac{Bi}{19-20}$	$\frac{Sn}{14}$	$\frac{As}{10-12}$	$\frac{Ag}{5-8}$	$\frac{Pb}{3-4}$	$\frac{Cu}{3}$	$\frac{Zn}{2-3}$	$\frac{Be}{2}$	$\frac{Li}{2}$
9 - $\frac{Bi}{56}$	$\frac{Ag}{19}$	$\frac{As}{10}$	$\frac{W}{8}$	$\frac{Sn}{8}$	$\frac{Cu}{8}$	$\frac{Pb}{4}$	$\frac{Zn}{4}$	$\frac{Li}{3}$	$\frac{Y}{2}$
10 - $\frac{Bi}{7-26}$	$\frac{Ag}{7-28}$								
$\frac{Pb}{3-6}$	$\frac{Sn}{2-3}$	$\frac{Cu}{2-4}$	$\frac{Zn}{2-2,5}$	$\frac{As}{1,4-2,2}$	$\frac{Li}{1,5-2}$	11 - $\frac{Ag}{26-77}$	$\frac{Pb}{3-7}$	$\frac{Bi}{2-3}$	
$\frac{Y}{2-4}$	$\frac{Zn}{2-3}$	$\frac{Sn}{1,8-2,3}$	$\frac{Cu}{1,7-2}$	$\frac{Li}{1,3-1,7}$	12 - $\frac{Ag}{5-12}$	$\frac{Pb}{3-5}$	$\frac{Bi}{3-5}$		
$\frac{Sn}{2-4}$	$\frac{Zn}{1,7-2,3}$	$\frac{W}{2-3}$	$\frac{Li}{1,4-2}$	$\frac{Y}{1,6-2}$	13 - $\frac{Ag}{10-176}$	$\frac{Sn}{9-87}$	$\frac{Bi}{6-46}$		
$\frac{Pb}{4-40}$	$\frac{Zn}{4-32}$	$\frac{As}{3-32}$	$\frac{W}{3-12}$	$\frac{Cu}{3-5}$	14 - $\frac{Y}{5-30}$	$\frac{La}{3-12}$	$\frac{Ag}{2-17}$		

$\frac{Zr}{2-5}, \frac{Be}{1,5-6}; 15 - \frac{Ag}{13-29}, \frac{Y}{4-6}, \frac{La}{3-3,4}, \frac{Zr}{2-3}, \frac{Be}{1,7}, \frac{Cu}{1,8-2,1};$   
 $16 - \frac{Ag}{5-6}, \frac{Y}{2,2-2,3}, \frac{Bi}{2,1-2,4}, \frac{Cu}{1,8}, \frac{W}{1,8}, \frac{Zr}{1,8}, \frac{La}{1,7}, \frac{Li}{1,5}; 17 -$   
 $\frac{Ag}{3-6}, \frac{Bi}{2-4}, \frac{Pb}{1,7-2,2}, \frac{Cu}{1,8-2,1}, \frac{Zn}{1,7-1,8}, \frac{Sn}{1,5}$ . Фоновое содержание (%):  
 $Sn - 3 \cdot 10^{-4}; Pb - 1 \cdot 10^{-3}; Zn - 3,7 \cdot 10^{-3}; Cu - 2,4 \cdot 10^{-3};$   
 $Ag - 3,4 \cdot 10^{-6}; As - 3,4 \cdot 10^{-3}; Bi - 1,6 \cdot 10^{-5}; Be - 5 \cdot 10^{-5};$   
 $Li - 3,8 \cdot 10^{-3}; Y - 2 \cdot 10^{-3}; Zr - 2 \cdot 10^{-2}; La - 5 \cdot 10^{-3}$ . Месторождения: Хп - Халчерангинское, К - Курультыкенское, Т - Тарбельджейское, Хр - Харатуйское. Аномалии: У - Улясутайская, В-К - Верхнекурультыкенская, Хрт - Харатуйская, В-Т - Верхнетыринская.

С целью решения этих вопросов была проведена геохимическая съемка по потокам рассеяния (в твердой и жидкой фазах) в масштабе 1:50 000 в отрогах Тянь-Шаня с бурными порожистыми реками и превышением хребтов над долинами до 500-1800 м /Белоголова и др., 1987/. В большинстве долин часто отмечают селевые потоки. Район представляет собой свод, в центре которого выступают протерозойские и палеозойские отложения, а по периферии - они погребены под мезо- и кайнозойскими образованиями (рис. 34). В состав аллювия, распространенного вдоль водотоков, часто входят лессовидные суглинки с примесью золотого материала. Рудная минерализация, главным образом колчеданно-полиметаллической формации, приурочена к породам каменноугольной системы, представленным карбонатно-терригенной и вулканогенной андезитодацит-липаритовой формациями. Главными минералами руд являются пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, кварц, карбонат, хлорит, серицит. По характеру и интенсивности минерализации выделяются шесть рудоносных участков. Первый представлен убогой минерализацией кварц-сульфидно-колчеданного типа; во втором сосредоточены основные колчеданно-полиметаллические месторождения и рудопроявления; третий характеризуется серно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализацией, контролирующей зонами дробления и расщепления, с образованиями типа "железных шляп"; в четвертом перемежаются оруденения колчеданно-полиметаллическое и кварцево-жильное свинцово-цинкового типа с галенит-блекло-рудной ассоциацией, в пятом и шестом - слабая минерализация колчеданно-полиметаллического типа.

С целью выяснения эффективности метода поисков по потокам рассеяния в горно-складчатых районах аридного климата отобранные пробы рассеивались на гранулометрические классы: 0,25 мм; 0,25-1; 1-3 и 3-10 мм. Гидрохимическое опробование проводилось в тех же пунктах, что и отбор литохимических проб.

Результаты съемки показаны на рис. 35. Как видно из рисунка, основные колчеданно-полиметаллические месторождения (участок 2) фиксируются ассоциациями элементов (Ag Pb Zn Cu и др.) с высокими КК по всем фракциям аллювия. Вместе с тем наиболее четко они выделяются по крупным фракциям (3-10 и 1-3 мм), в которых выше и контрастность эле-

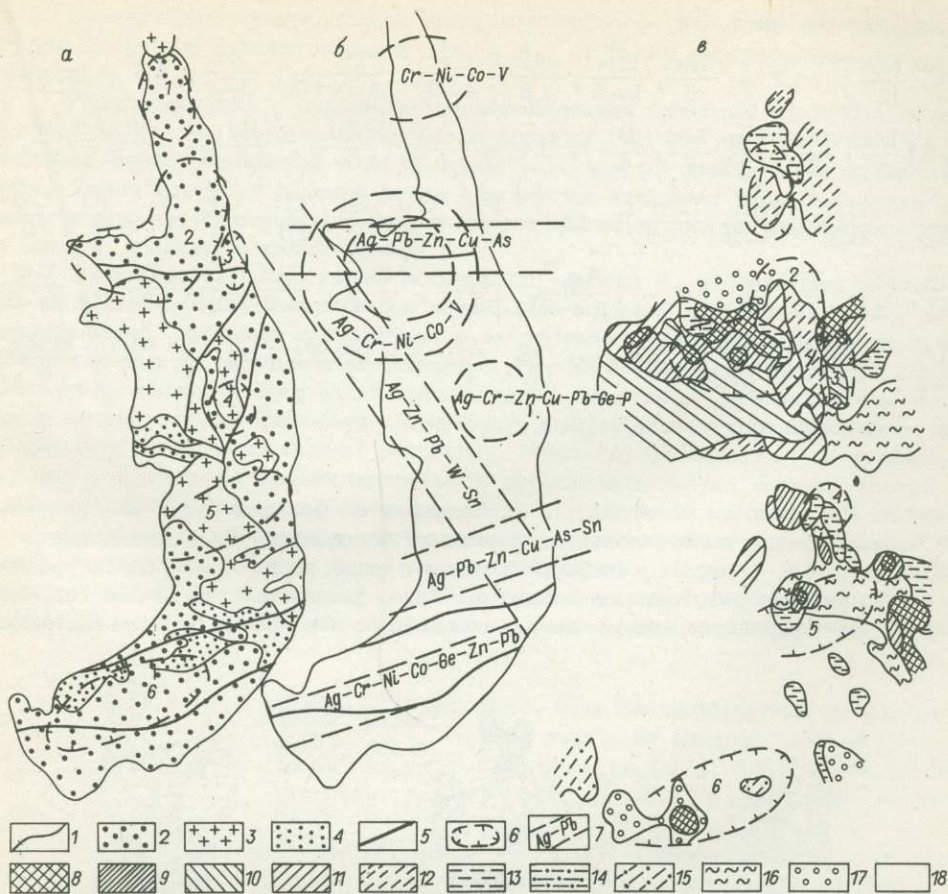


Рис. 34. Геологическая (а), геохимическая (б) схемы района исследований и полиэлементная карта по данным опробования поверхностных вод (в) /по Г.А. Белоголовой и др., 1987/.

1 - граница мезо-кайнозойских и палеозойских отложений; 2 - образования палеозойского и протерозойского возрастов; 3 - девонские граниты; 4 - субвулканические интрузии липаритовых и дацитовых порфиров; 5 - тектонические нарушения; 6 - контуры рудных участков; 7 - геохимические зоны; 8-17 - формулы элементарных ассоциаций (в скобках - сопутствующие

элементы, развитые не повсеместно): 8 -  $\frac{Zn}{126-19}$ ,  $\frac{Ag}{13-8}$ ,  $\frac{Pb}{12-6}$ ,

$\frac{Cu}{5-3}$   $\left( \frac{Ti}{15-9}, \frac{Co}{14-3}, \frac{Ni}{10-5}, \frac{Cr}{9-6}, \frac{Zr}{6-3} \right)$ ; 9 -  $\frac{Zn}{23-19}$ ,

$\frac{Pb}{9-5}$ ,  $\frac{Ag}{8-5}$   $\left( \frac{Ni}{38-11}, \frac{Ti}{32-11}, \frac{Sn}{5-2}, \frac{Mo}{7}, \frac{Co}{18-4}, \frac{Cr}{18-8}, \frac{MnV}{8} \right)$ ; 10 -

$\frac{Pb}{9-5}$ ,  $\frac{Ag}{4}$   $\left( \frac{Mo}{10-9}, \frac{Sn}{5-4}, \frac{Ni}{32-23}, \frac{Co}{19-14}, \frac{Ti}{32-30}, \frac{Cn}{14-7}, \frac{V}{11-6} \right)$ ,

$\frac{Mn ZrB}{4}$ ); 11 -  $\frac{Ag Cu Pb}{4}$   $\left( \frac{Mo}{7}, \frac{Sn}{3}, \frac{Ni}{11}, \frac{Co}{4}, \frac{Ti}{17}, \frac{Cr}{5}, \frac{V B}{4} \right)$ ,

Окончание рис. 34

$\frac{Pb}{3}, \frac{Mn}{2}$ ); 12 -  $\frac{Mo}{6}, \frac{Sn}{2-5}, \frac{Ni}{15}, \frac{Co}{4-3}, \frac{Ti}{16-10}, \frac{Zr}{3-2}$ , 13 -  $\frac{Zn}{12}$ ,  
 $\frac{Cu}{4} \left( \frac{Mo}{4}, \frac{Ti}{9}, \frac{Cr}{6}, \frac{Mn}{7}, \frac{B}{4} \right)$ ; 14 -  $\frac{Ag}{4-3} \left( \frac{Mo}{10-8}, \frac{Ti}{15-6}, \frac{Ni}{8-3}, \frac{Cr}{5}, \right.$   
 $\left. \frac{P}{5-2}, \frac{B}{3-2}, \frac{Mn}{3-2}, \frac{Zr}{3-5} \right)$ ; 15 -  $\frac{Pb}{2}, \frac{Cu}{4}, \frac{Bi}{2} \left( \frac{Ti}{15}, \frac{Cr}{13}, \frac{V}{11}, \frac{Ni}{5}, \frac{Co}{5}, \right.$   
 $\left. \frac{Mn}{20}, \frac{B}{14}, \frac{PZr}{2} \right)$ ; 16 -  $\frac{Ag}{12-5}, \frac{Zn}{12-4}, \frac{Cu}{8-6}, \frac{Bi}{5-3} \left( \frac{Ni}{14}, \frac{Ti}{12-5}, \frac{Co}{6-5}, \right.$   
 $\left. \frac{Mn}{8-5}, \frac{Zr}{13-5}, \frac{B}{4-2} \right)$ ; 17 -  $\frac{Ag}{16}, \frac{Zn}{3}, \frac{Pb Cu Bi}{2} \left( \frac{Cr}{8}, \frac{Ti Mn}{7}, \frac{B Zr}{6} \right)$ ;  
 18 - фоновые классы с  $KK < 2,0$ .

ментов. По мелкому материалу, в особенности по фракции 0,25 мм, рисуется более сложное распределение элементных ассоциаций. Здесь появляются аномалии As, Ag, Sb, сосредоточенные в виде узких полос вдоль русел рек с хорошо проработанными долинами. Такое распределение элементов, очевидно, обусловлено их гипергенным накоплением в наиболее тонком материале.



Колчеданная минерализация кварц-сульфидного типа (участок 1) обладает повышенными концентрациями Pb и Zn, а также сидерофильных элементов.

Рудопроявления с окисленной минерализацией (участок 3) лучше выделяются по мелкой фракции аллювия, по фракции 1-3 мм на этом участке меньший набор элементов, а по фракции 3-10 мм он практически не фиксируется. Такой характер распределения обусловлен наличием зоны окисления, способствующей быстрому измельчению минералов и поступлению элементов в мелкую фракцию и водную фазу.

Особенностью элементных ассоциаций участка 4, отличающегося наличием колчеданно-полиметаллической и кварцево-жильной свинцово-цинковой минерализацией, является присутствие в их составе в различных фракциях высококонтрастных литофильных элементов - Cr (КК 23), Ge (6), P(7), Zr(9). По данным наших исследований установлено, что многие литофильные элементы в процессе рудообразования мигрируют в верхние части рудоносных зон и образуют надрудные ореолы рассеяния. Можно предположить, что в данном случае в потоках рассеяния отражается элементный состав верхних частей слабо эродированной минерализации.

Редкие рудопроявления колчеданно-полиметаллического типа участка 6 наиболее отчетливо фиксируются по самой крупной фракции 3-10 мм. Особенностью элементных ассоциаций здесь является наличие в них серебра (КК до 525). Отдельные точки минерализации участка 5 лучше фиксируются в мел-

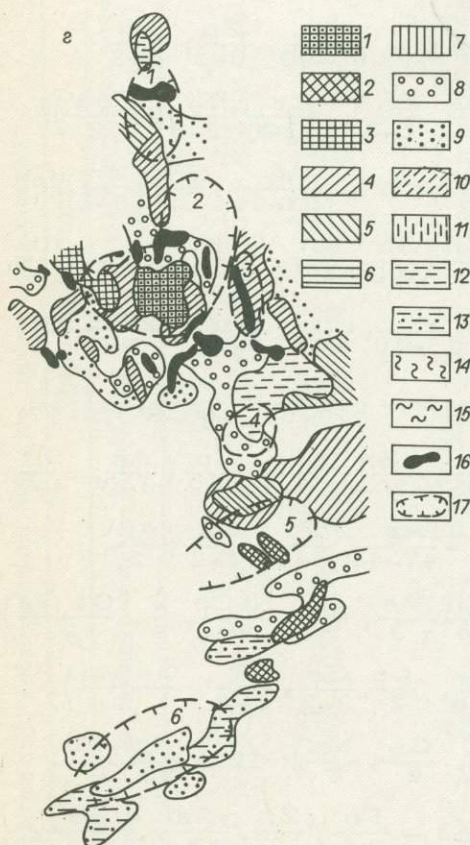


Рис. 35. Полиэлементные геохимические карты по данным потоков рассеяния; фракции (мм): 3-10, 1-3, 0,25-1, <0,25 /по: Г.А. Белоголовой и др., 1988/.

1-16 - формулы геохимических ассоциаций а - фракция 3-10 мм: 3 -

$$\frac{Ag}{180-110}, \frac{Pb}{33-28}, \frac{Zn}{11-5}, \frac{Cu}{10-2}$$

$$\left( \frac{Sb}{1012}, \frac{As}{8-2}, \frac{Cr}{14-11}, \frac{Ni}{2} \right); 4 - \frac{Ag}{51},$$

$$\frac{Pb}{7}, \frac{Zn}{3} \left( \frac{Sb}{116}, \frac{As}{3}, \frac{Sn}{32}, \frac{Cr}{22}, \frac{Ni}{4} \right),$$

$$\frac{Ge}{2} \left( \frac{Pb}{4-3}, \frac{Zn}{2} \left( \frac{Sn}{10-3}, \frac{Cr}{12} \right. \right.$$

$$\left. \left. \frac{V}{3-2} \right); 6 - \frac{Ag}{69-59}, \frac{Pb}{15-5}, \frac{Cu}{3-2} \right.$$

$$\left( \frac{As}{2}, \frac{Sn}{4-3}, \frac{Ni}{2-3}, \frac{Mn}{2} \right); 7 - \frac{Pb}{6-5},$$

$$\frac{Zn}{4-3} \left( \frac{Sn}{3-2}, \frac{Ni}{5-3} \right); 8 - \frac{Ag}{50} \left( \frac{Mn P}{2} \right);$$

$$9 - \frac{Zn}{2} \left( \frac{Sb}{100}, \frac{Cr}{13}, \frac{Ni}{4}, \frac{Co}{2}, \frac{P}{2}, \frac{Mn}{2} \right);$$

$$10 - \frac{Ag}{50}, \frac{Pb}{6-3}, \frac{Zn}{3}; 11 - \frac{Pb}{4}, \frac{Zn}{5},$$

Окончание рис. 35

$\frac{Cu}{4}, \frac{As}{3}, \frac{W}{7}, \frac{Sn}{4-2}; 13 - \frac{Pb}{3}, \frac{Cu}{3-2} \left( \frac{As}{3-2}, \frac{Cr}{14-10}, \frac{Ni}{32-3}, \frac{P}{5-2}, \frac{Ge}{3-2} \right);$   
 $14 - \frac{Ag}{525}, \frac{Pb}{5}, \frac{Zn}{9}, \frac{Cu}{2} \left( \frac{As}{3}, \frac{Ni}{3}, \frac{Co}{16}, \frac{V}{3}, \frac{Ge}{4} \right); 15 - \frac{Ag}{92-60}, \frac{Pb}{22-13},$   
 $\frac{Zn}{7-6}; 6 - \text{фракция } 1-3 \text{ мм: } 2 - \frac{Ag}{51}, \frac{Pb}{8-5}, \frac{Zn}{10-4} \left( \frac{Sn}{6-3} \right); 3 - \frac{Ag}{367-80},$   
 $\frac{Pb}{60-8}, \frac{Zn}{13-3}, \frac{Cu}{12-4} \left( \frac{Sn}{8-2} \right); 4 - \frac{Pb}{5-4}, \frac{Zn}{3-2}, \frac{Cu}{2} \left( \frac{Ni}{4-2}, \frac{Co}{3-2}, \frac{V}{3-2} \right); 5 -$   
 $\frac{Ag}{56}, \frac{Pb}{4}, \frac{Zn}{10}, \frac{Cu}{4} \left( \frac{As}{3}, \frac{Sn}{12}, \frac{Cr}{12}, \frac{Ni}{4}, \frac{Co}{2} \right); 7 - \frac{Pb}{6-3}, \frac{Zn}{4-3}, \frac{Cu}{5-2} \left( \frac{As}{7-3},$   
 $\frac{Sn}{3-2}, \frac{Ni}{7-3} \right); 8 - \frac{Ag}{61-5}, \frac{As}{3}, \frac{Cr}{14-3}, \frac{Ni}{2}, \frac{Mn}{2}, \frac{Ge}{2}; 9 - \frac{Sn}{2}, \frac{Cr}{13-10},$   
 $\frac{Ni}{4-2}, \frac{Co}{2}; 11 - \frac{Ag}{50-44}, \frac{Zn}{4-3} \left( \frac{Sb}{100}, \frac{Ni}{3-2}, \frac{P}{2} \right); 12 - \frac{Pb}{5-2}, \frac{Zn}{2} \left( \frac{W}{5-2},$   
 $\frac{Sn}{3-2} \right); 15 - \frac{Zn}{4} \left( \frac{As}{3}, \frac{Sn}{2}, \frac{Ga}{23}, \frac{Cr}{4}, \frac{V}{3} \right); \text{в - фракция } 0,25-1 \text{ мм: } 1 -$   
 $\frac{Ag}{112-106}, \frac{Pb}{70-6}, \frac{Cu}{4-3} \left( \frac{As}{2-3}, \frac{Ge}{2}, \frac{Ga}{2}, \frac{Mn}{2} \right); 3 - \frac{Ag}{60-33}, \frac{Pb}{8-4}, \frac{Zn}{8-5}$   
 $\left( \frac{Sb}{100}, \frac{Sn}{8-5}, \frac{Cr}{14-11}, \frac{Ni}{4-3}, \frac{V}{3-2}, \frac{P}{10} \right); 4 - \frac{Ag}{60-90}, \frac{Zn}{6-3}, \frac{Pb}{6-3}$   
 $\left( \frac{As}{2}, \frac{Ni}{6-4}, \frac{Cr}{13-8}, \frac{Co}{2-3}, \frac{V}{2} \right);$   
 $7 - \frac{Pb}{2} \left( \frac{As}{2}, \frac{Sn}{10}, \frac{Cr}{3}, \frac{Co}{2}, \frac{V}{6}, \frac{Ge}{6} \right); 8 - \frac{Ag}{51-46}, \frac{Pb}{2}, \frac{Zn}{5-2}, \frac{Cu}{3}$   
 $\left( \frac{As}{3}, \frac{Cr}{14-10}, \frac{Ni}{5-2}, \frac{Co}{4}, \frac{V}{2}, \frac{P}{4} \right); 10 - \frac{Zn}{2} \left( \frac{Sb}{100}, \frac{Ni}{4}, \frac{V}{2}, \frac{Mn}{2} \right); 12 - \frac{Pb}{4-2},$   
 $\frac{Zn}{3-2} \left( \frac{Sn}{9-2}, \frac{W}{4-2} \right); 13 - \frac{Sb}{100}, \frac{W}{2}, \frac{Cr}{13-10}, \frac{Ni}{4-3}, \frac{V}{5-2}, \frac{Go}{2}, \frac{Ge}{2}, \frac{Mn}{2};$   
 $15 - \frac{Ag}{60}, \frac{Sn}{8}; \text{г - фракция } < 0,25 \text{ мм: } 1 - \frac{Ag}{170-83}, \frac{Pb}{100-8}, \frac{Zn}{20-17},$   
 $\frac{Cr}{8-4} \left( \frac{As}{16-2}, \frac{Ni}{2}, \frac{Ge}{2}, \frac{Ga}{2} \right); 2 - \frac{Ag}{203-67}, \frac{Zn}{20-3}, \frac{Pb}{6-3}, \frac{Cu}{5-2} \left( \frac{As}{3-2}, \frac{Sn}{4-3}$   
 $\frac{Cr}{11-10} \right); 3 - \frac{Ag}{53-50}, \frac{Pb}{6-3}, \frac{Zn}{3-2}; 4 - \frac{Ag}{47-44}, \frac{Pb}{5-4}, \frac{Zn}{4-2} \left( \frac{As}{2},$   
 $\frac{Ni}{3-2}, \frac{Co}{V}, \frac{Ge}{2}, \frac{Ga}{2} \right); 5 - \frac{Pb}{6}, \frac{Zn}{5}, \frac{Cu}{6} \left( \frac{As}{3}, \frac{Sn}{3}, \frac{Ni}{6}, \frac{Co}{4}, \frac{V}{2}, \frac{Ge}{2}, \frac{Ga}{2} \right);$   
 $8 - \frac{Ag}{52-50}, \frac{Cu}{4-2} \left( \frac{As}{4-2}, \frac{Cr}{18-10}, \frac{Ni}{5-4}, \frac{Co}{2}, \frac{Ge}{3-2}, \frac{P}{6-3}, \frac{Ga}{2}, \frac{Mn}{2} \right);$   
 $9 - \frac{Pb}{2} \left( \frac{Sn}{2}, \frac{Cr}{46-9}, \frac{Ni}{7-3}, \frac{Co}{2}, \frac{V}{3-2}, \frac{Ge}{2}, \frac{Mn}{2} \right); 12 - \frac{Ag}{50}, \frac{Pb}{3}$   
 $\left( \frac{W}{7}, \frac{Sn}{2}, \frac{Ni}{3}, \frac{V}{2}, \frac{P}{7}, \frac{Ge}{2-3}, \frac{Ga}{2}, \frac{Mn}{2} \right); 13 - \frac{Pb}{5-2}, \frac{Zn}{2}, \frac{As}{13-2}, \frac{Sn}{112-2},$   
 $\frac{Cr}{17-10}, \frac{V}{4-2}, \frac{Ge}{3}, \frac{P}{2}; 16 - \frac{Ag}{50}, \frac{Sb}{100}, \frac{As}{6}; 17 - \text{контуры рудных районов.}$

Таблица 9. Геохимические формулы типов минерализации

Фракция аллювия, мм	Тип минерализации		
	Колчеданно-полиметаллический	Преимущественно колчеданный (окисленные руды)	Существенно полиметаллический
В-10	$\frac{Ag}{183-51}, \frac{Pb}{33-5}, \frac{Zn}{11-3}, \frac{Cu}{10-2}, \frac{Sn}{32-3}$	$\frac{Ni}{32-4}, \frac{Cr}{22-10}, \frac{Co}{2-4}, \frac{As}{3}$	Нет данных
1-3	$\frac{Ag}{367-80}, \frac{Pb}{60-5}, \frac{Zn}{13-3}, \frac{Cu}{12-4}, \frac{Sn}{8-2}$	$\frac{Cr}{14-10}, \frac{Ni}{4-2}, \frac{Co V}{2}$	$\frac{Cr}{23}, \frac{Zn}{10-4}, \frac{Pb}{4}, \frac{Cu}{4}, \frac{Ni V As Ge}{4}, \frac{3}{3}$ $\frac{P Mn}{2}$
0,25-1	$\frac{Ag}{112-50}, \frac{Pb}{70-3}, \frac{Zn}{6-3}, \frac{Cu}{4-3}, \frac{As}{2-3}$	$\frac{Cr}{13-10}, \frac{Ni}{4-3}, \frac{V}{5-2}, \frac{Co}{2}$	$\frac{Ge}{6}, \frac{Cr}{10}, \frac{Zn Pb}{4-2}, \frac{Ni Co}{2}$
0,25	$\frac{Ag}{170-44}, \frac{Pb}{100-4}, \frac{Zn}{20-2}, \frac{Cu}{8-4}, \frac{As}{16-2}$	$\frac{Cr}{46-9}, \frac{Ni}{6-7}, \frac{Co}{6-2}, \frac{V}{4-2}, \frac{Pb}{6-2}, \frac{Zn Cu}{5}, \frac{6}{6}$	$\frac{Ag}{50}, \frac{Cr}{10-25}, \frac{W}{6-7}, \frac{P}{6-3}, \frac{Ge}{3-2}, \frac{Pb}{3}, \frac{Cu}{4}$
Общая	$\frac{Ag}{50-180(400)}, \frac{Pb}{3-100}$ $\frac{Zn Cu As Sn}{2-30}$	$\frac{Cr Ni}{10-46}, \frac{Co V (Pb Zn Cu As)}{2-6}$	$\frac{Ag}{50}, \frac{Cr}{10-23}, \frac{Zn Cu Pb}{10-24}$ $\frac{Ni As V Ge P Mn W}{2-7}$
Вода	$\frac{Zn}{19-126}, \frac{Ni Co}{3-38}, \frac{Pb Ag Cu}{5-13}$	$\frac{Ni Ti}{10-15}, \frac{Co}{4}$	$\frac{Zn}{12}, \frac{Ni Mn P B}{2-8}$

Примечание. В скобках - элементы, встречающиеся не во всех фракциях. Фоновые содержания (в %): Sb -  $1 \cdot 10^{-5}$ ; As -  $1 \cdot 10^{-3}$ ; Ag -  $1 \cdot 10^{-6}$ ; Pb -  $1 \cdot 10^{-3}$ ; Zn -  $5 \cdot 10^{-3}$ ; Cu -  $2,5 \cdot 10^{-3}$ ; V -  $3,5 \cdot 10^{-3}$ ; Ni -  $1 \cdot 10^{-3}$ ; Co -  $0,5 \cdot 10^{-3}$ ; Cr -  $1 \cdot 10^{-3}$ ; Sn -  $3 \cdot 10^{-4}$ ; W -  $5 \cdot 10^{-4}$ ; Ge -  $1 \cdot 10^{-4}$ ; Ga -  $1 \cdot 10^{-3}$ ; Mn - 0,1; P -  $3 \cdot 10^{-2}$ .

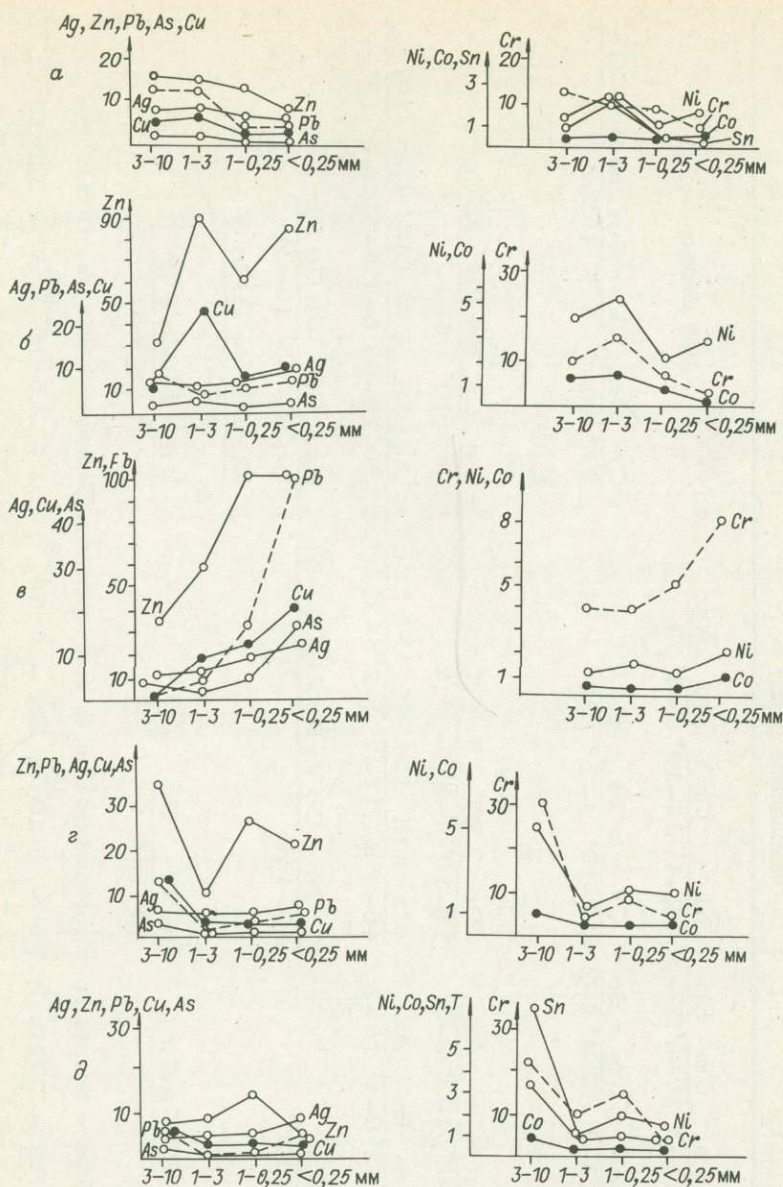


Рис. 36. Распределение содержаний элементов (усл. ед.) по гранулометрическим классам аллювиальных отложений в долинах с различными типами минерализации и условиями формирования потоков рассеяния /по Г.А. Белоголовой и др., 1988/.

а - река с большим бассейном водосбора; б, в, г, д - долины с развитием неизменных рудных источников (б), окисленных руд (в), неизменных руд, залегающих в кремнистых горизонтах (г), руд в зонах дробления (д).

ком материале аллювия. Между участками 5 и 6 выделяется группа аномалий, наиболее четко фиксирующихся по фракциям 0,25-1 мм, не имеющих связи с известными рудопроявлениями. Качественный состав ассоциаций подобен

последним на участке 2. В связи с этим можно предполагать наличие здесь оруденения колчеданно-полиметаллического типа.

Контрастность и качественный состав водных потоков рассеяния в основном аналогичны таковым в твердой фазе. Имеются и некоторые специфические особенности. Так, для участка 2 характерны высокие содержания цинка и ряда сидерофильных элементов; для участка 1 – слабо выраженные ассоциации с сидерофильной спецификой; для участка 3 – контрастные аномалии цинка и свинца; для участка 4 – повышенные содержания циркония; для участка 6 – высокие содержания серебра и литофильных элементов.

Анализ данных распределения ассоциаций элементов во всех фракциях аллювиальных отложений и в водной фазе позволяет сделать следующие выводы.

Каждому типу минерализации свойственны в потоках рассеяния свои специфические ассоциации элементов (табл. 9). Структура ассоциаций и распределение концентраций элементов в потоках рассеяния в различных фракциях в пределах рудных полей с различными типами минерализации неоднородны. Контрастность содержаний элементов в различных фракциях аллювия, а также ее соотношение во фракциях, зависят от геолого-минералогических свойств минерализации, а также дальности переноса материала.

На рис. 36 изображены графики средних концентраций элементов в различных фракциях отдельных саев, в бассейнах которых проявлена различная рудная минерализация.

Графики Б, В, Г, Д характеризуют распределение элементов в долинах первого порядка с небольшими бассейнами водосборов. Практически всегда более высокие концентрации элементов отмечаются в крупных фракциях аллювия, в некоторых случаях – по фракции 1–3 мм (график Б), в других – по фракции 3–10 мм (график Г), где рудные тела залегают в кремнистых горизонтах пород, слабо поддающихся физическому выветриванию. Наоборот, на графике В элементы, особенно халькофильной группы, имеют тенденцию к интенсивному увеличению содержаний в мелких фракциях, что объясняется широким развитием здесь окисленных руд.

График А иллюстрирует распределение элементов по гранулометрическим классам в пределах крупной реки, пересекающей рудный участок 2. Здесь содержания практически всех элементов плавно уменьшаются от крупных фракций к мелким. Наиболее низкие содержания отмечаются по фракции 0,25 мм, что, очевидно, обусловлено разубоживающим влиянием эолового материала.

О подвижности элементов можно также судить по коэффициентам водной миграции (табл. 10), рассчитанным по методике А.И. Перельмана /1977/. В отличие от коэффициента водной миграции, который характеризует относительный вынос элементов из рудных объектов, коэффициент осаждения определяет относительную степень связывания элементов вторичными продуктами выветривания. Подвижность элементов в системе "вода – порода" в целом характеризуется коэффициентом геохимической подвижности ( $K_{гп}$ ).

В большинстве случаев  $K_{гп}$  по своим величинам несколько выше или равны  $K_{д}$  элементам, исключение составляет водоток В, в долине которого развиты окисленные руды. Величины  $K_{д}$  здесь намного выше, чем  $K_{гп}$ , т.е. относительная скорость выноса элементов в данном случае превышает степень связывания элементов со вторичными продуктами выветривания.

На участке развития колчеданно-полиметаллических руд, залегающих в окремненных породах водотока Г, величины  $K_{гп}$  выше значений  $K_{д}$ , что указывает на преобладание обратных процессов по сравнению с водотоком В.

Подвижность элементов изменяется и в зависимости от величины водотока. В долинах высокого порядка (водоток А) коэффициенты подвижности

Таблица 10. Коэффициенты водной миграции ( $K_a$ ), осаждения ( $K_o$ ) и пов минерализации и долин

Элемент	Водотоки						
	А			Б			В
	$K_a$	$K_o$	$K_n$	$K_a$	$K_o$	$K_n$	$K_a$
Ag	0,24	0,38	0,62	0,28	0,23	0,51	1,20
Pb	0,06	0,15	0,21	0,05	0,06	0,11	0,04
Zn	1,56	3,12	4,68	6,66	2,50	9,16	1,33
Cu	0,08	0,07	0,25	0,13	0,10	0,23	3,0
Ni	0,75	0,50	1,25	0,06	0,08	0,14	0,20
Co	0,65	0,65	1,30	-	-	-	0,40
Cr	0,13	0,44	0,57	0,14	0,68	0,82	0,80
Sn	0,67	0,20	0,87	-	-	-	-

Примечание. Обозначения водотоков соответствуют обозначениям, показанным на рис. 36.

Таблица 11. Ряды подвижности элементов

Долина	Места в ряде подвижности							
	1	2	3	4	5	6	7	8
А	Zn	Co	Ni	Sn	Ag	Cr	Cu	Pb
Б	Zn	Cr	Ag	Cu	Ni	Pb	-	-
В	Cu	Zn	Ag	Cr	Co	Ni	Pb	-
Г	Zn	Ag	Co	Sn	Cu	Cr	Ni	Pb
Д	Zn	Co	Cu	Cr	Ag	Ni	Sn	Pb

Общий Zn - Ag, Co - Cr, Cu - Ni - Sn - Pb

( $K_n$ ) в целом имеют более высокие значения, что, в свою очередь, может указывать на увеличение подвижности ряда элементов в потоках рассеяния, образованных в крупных долинах.

В целом из таблицы можно видеть, что наиболее высокие коэффициенты подвижности - в районах с более окисленными рудами и в водотоках более высокого порядка. Составив на основе этих данных ряды подвижности элементов (табл. 11), можно видеть, что лишь два элемента имеют постоянные места - цинк (первое) и свинец (последнее). Остальные элементы меняют свои места с первого по седьмое. Все это свидетельствует о том, что подвижность элементов, кроме собственных свойств, зависит от многих других параметров.

На основе изложенных данных можно сделать следующие выводы. Анализ полиэлементных геохимических карт, построенных по различным фракциям, позволил получить структурно-геохимическую схему в пределах изученной площади (см. рис. 34). Различными ассоциациями элементов фиксируется сочетание купольно-кольцевых и линейных структур. В строении участка 2 намечается латеральная геохимическая зональность колчеданно-полиметаллического рудного поля: мышьяк-медь-цинк-свинец-серебряная ассоциация в центральной части структуры сменяется на ванадий-кобальт-никель-хром-серебряную - на

подвижности ( $K_n$ ) элементов в водных потоках рассеяния для различных ти-

Водотоки							
В		Г			Д		
$K_o$	$K_n$	$K_a$	$K_o$	$K_n$	$K_a$	$K_o$	$K_n$
0,43	1,63	0,33	0,40	0,73	0,37	0,27	0,64
0,002	0,042	0,03	0,08	0,11	0,06	0,12	0,18
0,40	1,73	0,80	1,52	2,32	0,34	0,55	0,89
0,63	3,63	0,04	0,20	0,24	0,25	0,50	0,75
0,10	0,30	0,04	0,10	0,14	0,17	0,38	0,55
0,28	0,68	0,16	0,20	0,36	0,31	0,50	0,81
0,40	1,20	0,04	0,17	0,21	0,4	0,56	0,67
-	-	0,02	0,24	0,26	0,015	0,20	0,21

периферии. Литофильный характер ассоциации в центральной части второй купольной структуры в районе участка 4, возможно, отражает состав верхней зоны колчеданно-полиметаллической минерализации. Ряд геохимических зон траассируют минерализованные субширотные тектонические нарушения. Зона северо-западного простирания, фиксирующаяся серией геохимических полей с олово-вольфрам-свинец-цинк-серебряной ассоциацией, четко совпадает с выходами массивов девонских гранитоидов.

Все вышеописанные данные свидетельствуют о том, что метод поисков по потокам рассеяния можно успешно использовать в высокогорных районах с аридным климатом. Различные типы рудной минерализации четко различаются по специфике элементных ассоциаций, степени контрастности элементов и четкости аномалий в разных фракциях русловых отложений. Наиболее контрастные аномалии отмечаются по самой крупной фракции 3-10 мм, особенно в распадах первого порядка. Эти аномалии особенно четко оконтуривают конкретные рудопроявления, но фиксируют рудную минерализацию не всех типов и не во всех случаях; общие закономерности геохимических полей устанавливаются с трудом. Аномалии по фракции 1-3 мм по контрастности и четкости близки к фракции 3-10 мм. По мелкой фракции аллювия (1-0,25 мм) отмечаются все известные минерализованные зоны, хотя по интенсивности аномалий в ряде случаев они уступают таковым в крупных фракциях. По картам этой фракции хорошо устанавливаются общие закономерности геохимических полей. Основной объем проб представлен также этой фракцией. Все это дает основание рекомендовать при применении метода поисков по потокам рассеяния в описываемых условиях опробовать общую фракцию менее 3 мм. Фракция менее 0,25 мм малоинформативна, но в связи с ее, как правило, незначительной ролью в общей массе пробы ее можно не отсеивать. И только в случае появления участков с большим количеством олового материала необходимо в их пределах брать фракцию 3 + 0,25 мм.

Расчет коэффициентов подвижности элементов в системе "вода - порода" показывает преобладание процессов физического выветривания. В связи с этим типы оруденения с небольшим количеством сульфидов, устойчивые к механическому разрушению, по фракциям менее 0,25 мм могут не фиксироваться совсем.

На основе всех полученных и литературных данных по количественным характеристикам потоков рассеяния, касающихся обработки материалов методом многомерных полей, составлены (табл. 12) геохимические формулы металлогенических формаций по различным регионам СССР. Как видно из таблицы, каче-

Таблица 12. Геохимические формулы металлогенических формации (по потокам рассеяния)

№ п/п	Формация	Ассоциации элементов	
		Коэффициенты контрастности	
1	Золоторудная	$\frac{\text{Au Ag As Bi}}{3-70}$	$\frac{\text{Pb Cu Zn Mo}}{2-9}$
2	Золоторудная (прожилково-вкрапленного типа в черносланцевых толщах)	$\text{Au}; \frac{\text{V Cr La Nb}}{2,0-2,9}$	$\frac{\text{Ag Pb As F B}}{1,1-1,5}$
3	Золоторудная (кварцево-жильного типа в черносланцевых толщах)	$\text{Au}; \frac{\text{Ag}}{3}; \frac{\text{Ge Cr V}}{1,6-2,0}$	$\frac{\text{Pb Zn Cu Ni Ca}}{1,0-1,7}$
		$\frac{\text{Mo Bi Li La Ga}}{1,0-1,7}$	
4	Золото-полиметаллическая	$\text{Au}; \frac{\text{Ag}}{20-40}; \frac{\text{Pb Zn Cu}}{2-14}; \frac{\text{As Mo W B}}{2-6}$	
5	Полиметаллическая	$\frac{\text{Zn Ag Pb}}{5-25}; \frac{\text{Mo Sn B As Mn Li}}{2-5}; \frac{\text{Co Zr Bi}}{1,5-1,9}$	
		$\frac{\text{Cu Cr Ga V Sc}}{0,8-1,8}$	
6	Оловянно-полиметаллическая	$\frac{\text{W}}{130}; \frac{\text{Sn Bi As Ag}}{5-20}; \frac{\text{Cu Pb}}{3}; \frac{\text{Zr Be Li}}{2}$	
7	Колчеданно-полиметаллическая	$\frac{\text{Ag}}{90-400}; \frac{\text{Pb Zn}}{5-60}; \frac{\text{Sn Cu}}{3-5}$	
8	Оловянная	$\frac{\text{B}}{56}; \frac{\text{Sn W Ag As Cu}}{8-18}; \frac{\text{Pb Zn}}{4}; \frac{\text{Li V Mo}}{2}$	
9	Молибденовая	$\frac{\text{Mo W Bi Ag Cu}}{20-70}; \frac{\text{Pb Zn Cu B Ga Sn As}}{3-8}$	
		$\frac{\text{Ni Co Li Ge V Zr P Ti Be}}{0,2-1}$	

Примечание. Геохимические формулы № 1, 5, 7, 9 - по данным Н.А. Китаева, № 2 - А.А. Пузанова /1983/, № 3 - В.В. Поликарпочкина и др. /1979/, № 4 - В.А. Романова, Н.Б. Саниной /1984/, № 6, 8 - Л.А. Филипповой /1972/.

ственный состав потоков рассеяния тождествен таковому для первичных ореолов (см. табл. 5), хотя количественные характеристики по уровню значений находятся ниже. Приведенное обобщение дает возможность предсказывать формационный тип выявляемых новых геохимических аномалий по идентичности элементного состава, а количественные характеристики способствуют прогнозной оценке территорий.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены примеры обработки геохимической информации с использованием методики многомерных полей на основе крупномасштабного прогнозирования по первичным, вторичным ореолам и потокам рассеяния в твердой и жидкой фазах, а также данные по соответствию ореолов в различных средах.

В литературе имеются данные об эффективном применении метода при биогеохимических съемках, сопоставлении первичных ореолов с составом газозо-жидких включений в минералах, результатами декрепитации и другими геологическими и геофизическими параметрами. Кроме того, этот метод может применяться для построения объемных геолого-геохимических моделей.

Из представленных примеров видно, что методика позволяет не только обрабатывать материалы детальных крупномасштабных исследований в различных средах, но и составлять мелкомасштабные геохимические карты больших территорий с выделением структурно-геохимических зон.

Метод МП освобождает специалистов от непроизводительной технической работы по разноске исходных данных и рисовке ореолов, дает возможность получать качественно новую полезную информацию за счет использования всего перечня анализируемых элементов и представлять ее в виде последовательно сменяющихся ассоциаций в пространстве (многомерных полей).

Применение метода позволяет выводить геохимические формулы металлогенических формаций по первичным ореолам и потокам рассеяния и, следовательно, определять формационный тип возможного оруденения вновь выявляемых геохимических полей; проводить сравнительный анализ различных типов месторождений и видов геохимических съемок.

На последней (VIII) сессии секции СПИМ, проходившей в Иркутске в 1986 году, академик Л.В. Таусон сказал: "С позиций выявления генетической природы фиксируемых аномалий наиболее перспективным, по-видимому, следует считать метод многомерных полей... Он использует в качестве главной компоненты геохимической информации контрастность концентраций элементов, которая определяет степень (уровень) их концентрирования в изучаемых геохимических полях и позволяет определять парагенезисы элементов, давая количественную характеристику уровней их концентрирования". Методика МП уже внедрена в шести производственных геологических объединениях при обработке геохимической информации на различных формационных типах рудных месторождений при различных видах геохимических исследований.

Анализ пространственно-временных закономерностей распределения рудных и петрогенных элементов наиболее эффективно может быть осуществлен на базе полиэлементных прогнозно-геохимических карт. Важное значение таких карт для решения целого ряда задач (геохимическое картирование, стратиграфическое расчленение комплексов пород, металлогенический анализ, прогнозирование и поиски и др.) было показано на первом Межведомственном совещании по проблеме "Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений" (Хабаровск, 1979), затем на втором Международном симпозиуме по проблемам прикладной геохимии (Иркутск, 1981). Большое значение метода МП было признано на XXVI Международном симпозиуме "Математические методы в геологии" (ЧССР, 1987 г.).

Метод оказал положительное влияние на всю организацию работ, начиная с планирования и кончая способами представления материала и трактовки полей на качественно другом уровне, и, по существу, дал новое направление в изучении и интерпретации геохимических полей и их увязке с геологическими процессами.

- Албул С.П., Миллер А.Д. О возможности поисков золоторудных месторождений по гидрогеохимическим ореолам рассеяния // Тр. ВИТР. - Л., 1959. - Сб. 2. - С. 133-139.
- Алекин О.А. Метод определения золота в природных водах // Тр. треста "Золоторазведка" и НигриЗолото. - М., 1938. - Вып. 8. - С. 130-146.
- Белоголова Г.А., Китаев Н.А., Скушников В.Л. О возможности применения метода поисков по потокам рассеяния в горно-складчатых районах аридного климата // Геология и геофизика. - 1987. - № 1. - С. 72-83.
- Берлянд А.М. Картографический метод исследования. - М.: Изд-во МГУ, 1978. - 110 с.
- Бондаренко В.Н., Верховская Л.А., Сорокина Е.П., Клюев О.С. Применение метода главных компонент для характеристики геохимических аномалий // Сов. геология. - 1975. - № 8. - С. 96-106.
- Бугаец А.Н., Дуденко Л.Н. Математические модели при прогнозировании месторождений полезных ископаемых. - Л.: Недра, 1976. - 256 с.
- Бугров В.А. Методические рекомендации по литохимическим поискам минеральных месторождений в пустынных ландшафтах аридной зоны. - М., 1983. - 35 с.
- Ватанабе С. Разложение Карунена Лоэва и факторный анализ // Автоматический анализ сложных изображений. - М.: Мир, 1959. - С. 254-275.
- Верховская Л.А., Сорокина Е.П. Математическое моделирование геохимического поля в поисковых целях. - М.: Недра, 1981. - 178 с.
- Виноградов А.П. Геохимия редких и рассеянных химических элементов в почвах. - М.: Изд-во АН СССР, 1950. - 275 с.
- Владыкин Н.В., Антипин В.С., Коваленко В.И. и др. Химический состав и генетические группы турмалинов из мезозойских гранитоидов Монголии // Зап. ВМО. - 1975. - Ч. 104, вып. 4. - С. 403-413.
- Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. - Хабаровск, 1979. - Ч. 1. - 137 с.
- Голева Г.А. Гидрогеохимия золоторудных месторождений Балейского района // Геология руд. месторождений. - 1968. - № 2. - С. 93-100.
- Голубев В.С., Беус А.А. Теоретическая модель взаимодействия рудоносного раствора с вмещающими породами // Геология руд. месторождений. - 1968. - № 1. - С. 68-79.
- Гольинко И.Н. Анализ линейных парагенезисов микроэлементов в прогнозно-металлогенетических исследованиях // Математические методы при прогнозе рудоносности. - М.: Наука, 1977. - С. 90-103.
- Григорян С.В., Гусельников И.И. Уровни информации при геохимических исследованиях // Тр. I Всесоюз. семинара по научно-технич. информации в системе Мингео СССР. - М.: ОНТИ ВИЭМС, 1970. - С. 77-82.
- Гундобин Г.М. Первичные ореолы рудных районов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 119 с.
- Гундобин Г.М., Колесников В.Н. Поиски по потокам рассеяния в условиях криолитозоны // Геохимические методы поисков в северных районах Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - С. 102-108.
- Дубов Р.И. К теории распределения концентраций в диффузионных геохимических ореолах // Геохимия рудных месторождений. - М.: Наука, 1964. - С. 114-131.
- Евдокимова В.Н. Автоматизированная система обработки геолого-геофизической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных место-

- рождений в Сибири и на Дальнем Востоке. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - С. 3-26.
- Евдокимова В.Н. Математическая обработка данных геохимических съемок методом многомерных полей: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1984. - 181 с.
- Звягинцев О.Е. Геохимия золота. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1941. - 114 с.
- Зорина Л.Д., Гулина В.А. Геохимические методы прогнозирования оруденения в Дарасунском рудном районе // Повышение эффективности геохимических методов поисков в таежных районах: Тез. докл. - Иркутск, 1986. - С. 79-70.
- Зорина Л.Д., Романов В.А., Санина Н.Б., Андрулайтис Л.Д. Эндогенные аномальные поля и потоки рассеяния в купольных структурах // Проблемы прикладной геохимии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 83-88.
- Игнатович В.И., Жбанов Э.Ф., Каратуле Н.К. и др. Геохимическая карта Селенгинского рудного района // Второй международный симпозиум "Методы прикладной геохимии". - Иркутск, 1981. - Ч. 2. - С. 162-163.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. - М.: Недра, 1965. - 227 с.
- Калягин А.Н., Бураго А.И., Васильченко В.П. К вопросу о составлении прогнозно-геохимических карт рудных районов Приморья // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. - Хабаровск, 1979. - С. 44-46.
- Квашневская Н.В. Поиски рудных месторождений по потокам рассеяния // Геохимические поиски рудных месторождений. - М.: Госгеолтехиздат, 1957. - С. 146-157.
- Китаев Н.А. Эмпирические формулы для распределения концентраций элементов по глубине месторождения // Ежегодник СибГЕОХИ, 1968. - Иркутск, 1969. - С. 213-216.
- Китаев Н.А. О зонах золоторудной минерализации в Восточном Забайкалье // Геология и геофизика. - 1982. - № 2. - С. 53-60.
- Китаев Н.А., Богатырев П.В. Особенности турмалинов золоторудных месторождений // ДАН СССР. - 1984. - Т. 274, № 5. - С. 1182-1184.
- Китаев Н.А., Богатырев П.В. О количественной оценке геохимических полей // Математическая обработка геохимических данных: (материалы Второго международного симпозиума "Методы прикладной геохимии"). - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - С. 75-84.
- Китаев Н.А., Евдокимова В.Н., Сыклен С.Е., Чумакин В.Н. Применение многомерного математического метода при интерпретации геохимических полей в связи с изучением их генетических особенностей // Геология, геохимия и прогнозная оценка рудных районов и месторождений Забайкалья. - Иркутск, 1973. - С. 216-222.
- Китаев Н.А., Евдокимова В.Н., Чумакин В.Н. Построение эмпирических моделей зональности рудных тел и их ореолов // Математическая обработка данных в поисковой геохимии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - С. 115-131.
- Китаев Н.А., Евдокимова В.Н., Чумакин В.Н., Сыклен С.В. Классификация геохимических свойств геологических объектов в связи с изучением их зональности и генезиса // Геология и геофизика. - 1974. - № 6. - С. 135-140.
- Китаев Н.А., Жукова Р.И. О соотношении концентраций золота в почве, лесной подстилке и коре деревьев // Геология и геофизика. - 1980. - № 12. - С. 137-140.
- Китаев Н.А., Жукова Р.И. О биогеохимических поисках полей концентрирования золота // Геохимические методы поисков в северных районах Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - С. 124-130.
- Китаев Н.А., Малямин Н.Е. Проблемы крупномасштабного прогнозирования с использованием ЭВМ // Повышение эффективности геохимических методов поисков в таежных районах: (VIII сессия Сибирского отделения СПИМ). - Иркутск, 1986. - С. 27-32.
- Китаев Н.А., Малямин Н.Е. Крупномасштабное прогнозирование оруденения // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - С. 191-204.
- Колотов Б.А., Болдырев М.А., Вагнер Б.Б. и др. О зонах калиевого метасоматоза, перспективных на Au-Ag оруденение, выделяемое по гидрогеохимическим данным // Геохимия. - 1975. - № 2. - С. 306-307.
- Королева Г.П. Гидрогеохимические потоки рассеяния золоторудных месторождений южной части Енисейского кряжа: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Иркутск, 1986. - 185 с.
- Кропачев Г.К. Распределение золота в природе // Сов. золотопромышленность. - 1935. - № 8. - С. 46-47.

- Кузьмин В.Л., Добровольская Н.В., Солнцева Л.С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. - М.: Недра, 1979. - 269 с.
- Ломоносов И.С., Ламбина Е.Н., Блохин Ю.И., Бурдуковский В.А. Гидрогеохимические карты района БАМ на территории Сибирской платформы // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноза землетрясений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 38-47.
- Ломоносов И.С., Ломоносова Т.К. Лито- и гидрогеохимические потоки рассеяния золотоносных россыпей // Повышение эффективности геохимических методов поисков в таежных районах: Тез. докл. - Иркутск, 1986. - С. 154-156.
- Ломоносов И.С., Ясько В.Г., Жбанов Э.Ф. Гидрогеохимические поиски рудных месторождений на площади межгорных впадин Забайкалья // Гидрогеохимические методы поисков рудных месторождений и прогноза землетрясений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 15-25.
- Малюга Д.П. Биогеохимический метод поисков рудных месторождений. - М.: Изд-во АН АН СССР, 1963. - 250 с.
- Математическая обработка геохимических данных. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. - С. 230.
- Методика обработки, картографирования и интерпретации геохимических данных. - Алма-Ата, 1975. - 49 с.
- Миллер А.Д., Каравайкова А.П., Муликотская И.П. Концентрирование и определение ультрамикрочастиц золота в природных водах и кислотных вытжках при поисковых работах: Тр. ВИТР. - 1961. - Сб. 41. - 24 с. - (Обмен опытом).
- Овчинников Л.Н. Геохимические проблемы металлогении // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Наука, 1985. - Т. 14. - С. 201-211.
- Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений // Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений: II сессия СПИМ. - Иркутск, 1970. - Ч. 1. - С. 3-36.
- Онтоев Д.О. Вертикальная зональность оруденения // Глубинное строение и условия формирования эндогенных рудных районов, полей и месторождений. - М.: Наука, 1983. - С. 69-79.
- Перельман А.И. Геохимия ландшафта. - М.: Высшая школа, 1975. - 341 с.
- Перельман А.И., Борисенко Е.Н. Интенсивность миграции и концентрации химических элементов в водах земной коры // Геохимия процессов миграции рудных элементов. - М.: Наука, 1977. - С. 200-227.
- Петровская С.Г., Санин Б.П., Спиридонов А.М., Страгис Ю.М. Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 95 с.
- Петровская С.Г., Спиридонов А.М., Гнилуша В.А. Зональность геохимических полей и их поисковое значение // Геология и геофизика. - 1984. - № 9. - С. 56-84.
- Петровская С.Г., Спиридонов А.М., Гнилуша В.А. Геохимические поля концентрирования и их зональность в пределах одного из золоторудных узлов Забайкалья // Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 43-50.
- Плюснин А.М., Улусова О.А. Применение гидрогеохимического метода для поисков месторождений золота в высокогорных ландшафтах // Проблема геологии и разведки месторождений полезных ископаемых Сибири. - Томск, 1983. - С. 228-230.
- Поликарпочкин В.В. Вторичные ореолы и потоки рассеяния. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 407 с.
- Поликарпочкин В.В., Белогорова Г.А. Математическая модель гидрохимического потока рассеяния и количественная оценка на ее основе // Гидрохимические методы поисков рудных месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 12-27.
- Поликарпочкин В.В., Зонтов В.Н., Евдокимова В.Н. Прогнозирование оруденения на глубину по геохимическим ассоциациям // Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - С. 38-44.
- Поликарпочкин В.В., Китаев Н.А., Гапон А.Е., Зонтов В.Н. Геохимические особенности процессов образования золотоносных кварцево-сульфидных жил и зон // Международный геохимический конгресс. - М.: Наука, 1971. - С. 379-380.
- Поликарпочкин В.В., Лапш В.А. Ореолы рассеяния золота в илесто-глинистой фракции аллювиальных отложений и исследования их при поисках // Бюл. научно-технической информации ОНТИ ВИС. - 1959. - № 5. - С. 5-8.

- Поликарпочкин В.В., Ломоносов И.С., Евдокимова В.Н. и др. Результаты геохимических съемок с обработкой данных методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние. - 1982. - Ч. 2.
- Поликарпочкин В.В., Ломоносов И.С., Китаев Н.А. и др. Теория и практика геохимических методов поисков по вторичным ореолам и потокам рассеяния // Геология и геофизика. - 1983. - № 1. - С. 42-53.
- Поликарпочкин В.В., Поликарпочкина Р.Т. Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. - М.: Наука, 1964. - 106 с.
- Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. - Л.: Недра, 1979. - 247 с.
- Прокопчук С.И., Гапон А.Е., Райхбаум Я.Д. Спиритизационный метод анализа на золото и его использование в геохимических поисках // Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири: Тезисы докладов. - Якутск, 1979. - Ч. 1. - С. 214-216.
- Прохоров В.Г. Пирит. - Красноярск: Кн изд-во, 1976. - 187 с.
- Пузанов А.А. Первичные ореолы Советского золоторудного месторождения // Геохимические поиски по первичным ореолам. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983.
- Разин Л.В., Рожков И.С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. - М.: Наука, 1966. - 254 с.
- Рао С.Р. Линейные статистические методы и их применение. - М.: Наука, 1968.
- Романов В.А., Санина Н.Б. Зональность потоков рассеяния в одной из вулканопольных структур Забайкалья // Геохимические методы поисков в северных районах Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. - С. 108-112.
- Рубо Г.Л., Гинсбург Л.Н., Ашкиназе С.И. Система обработки поисковой геохимической информации на ЭВМ ЕС // Второй международный симпозиум "Методы прикладной геохимии". - Иркутск, 1981. - Ч. 2. - С. 150-151.
- Рундквист Д.М., Нежинский И.А. Зональность эндогенных рудных месторождений. - Л.: Недра, 1975. - 224 с.
- Салищев К.А. Картоведение. - М.: Изд-во МГУ, 1975. - 406 с.
- Санин Б.П., Зорина Л.Д. Геология и геохимия Кличкинского рудного узла и прогноз ору-денения. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978. - 184 с.
- Санина Н.Б., Зорина Л.Д. Прогнозная оценка месторождений на основе изучения эндогенных геохимических полей // Геохимические методы поисков и оценки рудных месторождений. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. - С. 70-76.
- Сафронов Н.И. Основные термодинамические закономерности при изучении энергии рудообразования // Зап. Ленингр. горного ин-та. - 1966. - Т. 50, вып. 2. - С. 17-31.
- Сафронов Н.И., Поликарпочкин В.В., Трушков Ю.Н. Комплексные методы поисков месторождений золота // Сов. геология. - 1969. - 4. - С. 92-111.
- Сергеев Е.А. Исследования вод как средство поисков полиметаллических месторождений // Разведка недр. - 1946. - № 2. - С. 51-55.
- Скублов Т.Г. Ассоциации химических элементов и их использование при поисках эндогенного оруденения по первичным ореолам // Второй международный симпозиум "Методы прикладной геохимии". - Иркутск, 1981. - Ч. 1. - С. 83-84.
- Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. - 266 с.
- Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. - М.: Недра, 1985. - 294 с.
- Ставров О.Д. Геохимические критерии формационного деления гранитов // ДАН СССР. - 1981. - Т. 260, № 1. - С. 183-185.
- Тausон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. -
- Тausон Л.В. Некоторые направления исследований в области геохимии эндогенных процессов // Геохимия. - 1965. - № 8. - С. 996-1004.
- Тausон Л.В. Закономерность образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений // Геология и геофизика. - 1974. - № 5. - С. 113-123.
- Тausон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. - М.: Наука, 1977. - 279 с.
- Тausон Л.В. Теория геохимических полей // Методы прикладной геохимии. - Иркутск: ИГХ СО АН СССР, 1981. - Ч. 1. - С. 6-7.
- Тausон Л.В. Теория геохимических полей и геохимические поиски месторождений полезных ископаемых // Проблемы прикладной геохимии. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. - С. 5-18.

- Таусон Л.В. Петролого-геохимические принципы оценки рудоносности больших территорий // Геохимические методы поисков в северных районах Сибири. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1984. - С. 4-11.
- Таусон Л.В., Богатырев П.В., Гундобин Г.М. Эндогенные поля аномальных концентраций Халчерангинского рудного узла // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
- Таусон Л.В., Китаев Н.А., Жукова Р.И. Оценка информативности биогеохимического опробования при поисках полей концентрирования золота // ДАН СССР. - 1980. - Т. 251, № 2. - С. 460-463.
- Таусон Л.В., Корнева А.Р. Этапы формирования эндогенных полей аномальных концентраций Бом-Горхонского рудного узла // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
- Тиссен С. Геохимические и фитобиологические связи в свете прикладной геофизики // Геохимические методы поисков рудных месторождений. - М.: Изд-во иностр. лит., 1954. - С. 325-373.
- Тихомиров Н.И. и др. Интрузивные комплексы Забайкалья. - М.: Недра, 1964. - 215 с.
- Торнтон Н., Томпсон М., Ховарт Р., Хэйл М. Составление и применение вольфсоновского геохимического атласа Англии и Уэльса // Второй международный симпозиум "Методы прикладной геохимии". - Иркутск, 1981. - Ч. 1. - С. 10.
- Тюрин Н.Г. О времени выделения золота из металлорастворов // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1965. - № 8. - С. 40-44.
- Урунбаев К., Талипов Т.Т., Айзенштат В.И. и др. Главные геохимические особенности магматических формаций Узбекистана // Магматические формации и фации Узбекистана. - Ташкент: ФАН, 1977. - С. 278-311.
- Ферсман А.Е. Геохимические и минералогические методы поисков полезных ископаемых. - М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. - 446 с.
- Филиппова Л.А., Поликарпочкин В.В., Ломоносов И.С., Рябых Э.М. Геохимическая карта западной части зоны БАМ в пределах Сибирской платформы // Геохимические работы и методика их проведения в зоне БАМ. - М., 1984. - С. 39-49.
- Яновский В.М., Скорняков Л.Н., Баумштейн Р.А. Принципы и методика автоматизированного построения геохимических карт на ЭВМ // Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. - Хабаровск, 1979. - Ч. 1. - С. 107-109.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
1. Цели и задачи многомерного анализа геохимических полей, принципы интерпретации . . . . .	7
1.1. Постановка задачи и представление эмпирического материала . . . . .	-
1.2. Выделение ассоциаций химических элементов методом автоматической классификации . . . . .	10
1.3. Определение фоновых значений содержаний химических элементов . . . . .	21
1.4. Общие принципы интерпретации материалов, получаемых на ЭВМ . . . . .	30
1.5. Определение формационной принадлежности геохимических полей . . . . .	31
1.6. Выявление зональности ассоциаций элементов . . . . .	33
1.7. О количественной оценке геохимических полей . . . . .	40
1.8. Общие принципы типизации геохимических полей концентрирования и прогнозирования оруденения . . . . .	42
2. Крупномасштабное прогнозирование (по первичным ореолам) . . . . .	44
2.1. Выявление зональности и эрозионного среза месторождений при изучении первичных ореолов рассеяния . . . . .	-
2.2. Крупномасштабное прогнозирование . . . . .	57
2.2.1. Общие положения . . . . .	-
2.2.2. Крупномасштабное прогнозирование на рудном поле с близповерхностным месторождением . . . . .	59
2.2.3. Прогнозирование оруденения в пределах разнометалльных рудных полей . . . . .	77
3. Вторичные ореолы рассеяния . . . . .	81
4. Потоки рассеяния в твердой и жидкой фазах . . . . .	85
Заключение . . . . .	115
Список литературы . . . . .	116

2 руб.

5206



«НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ