

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ
ПОИСКИ
ПО ПЕРВИЧНЫМ
ОРЕОЛАМ

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Л. Н. Овчинников, А. А. Головин, В. М. Рыфтин. Особенности первичных ореолов колчеданных месторождений и их практическое значение	4
Э. Н. Баранов. Типовые модели эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений и их использование при поисках	10
Х. А. Беспяев, А. П. Проппин, Л. Г. Николаев. Типы первичных геохимических ореолов на колчеданных месторождениях Казахстана	15
Л. Н. Овчинников, В. Д. Баранов, А. А. Головин. Размеры первичных геохимических ореолов — критерий количественной прогнозной оценки колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае	19
Г. Н. Пшеничный, Г. Н. Засухин. Ртуть в рудах и эндогенных ореолах колчеданных месторождений Южного Урала и ее использование при прогнозно-поисковой оценке месторождений	24
В. В. Куницын, Р. А. Баумштейн, Р. В. Грабеклис. Основные особенности первичных геохимических ореолов золоторудных месторождений	29
П. А. Китаев. Рудно-геохимическая зональность золотых месторождений	36
В. А. Буряк. Особенности геохимических поисков по первичным ореолам золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа	44
А. А. Сидоров, Г. С. Симкин. Рудно-геохимическая зональность и первичные ореолы: интерпретация и оценка геохимических аномалий	49
Н. В. Рослякова, С. Б. Бортникова, Н. Е. Радостаева, В. Г. Цимбалист. Геохимические индикаторы при поисках и прогнозной оценке золотого оруденения	57
Р. Г. Кравцова, Г. М. Гудобин. О влиянии стадийности процессов рудообразования на состав и зональное распределение элементов в первичных ореолах (на примере золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР)	63
М. Г. Кокшарский. Первичные геохимические ореолы сурьмяных месторождений Южной Якутии	67
А. А. Пузанов. Первичные ореолы Советского золоторудного месторождения	73
В. Т. Покалов, В. Г. Орлов. Поиски и оценка месторождений молибдена по первичным ореолам	81
С. Г. Петровская, А. М. Спиридонов, Ю. М. Страгис. Первичные ореолы молибденовых месторождений	86
Г. Я. Абрамсон, С. В. Григорян. Опыт поисков слепого вольфрамового оруденения по первичным геохимическим ореолам	91
В. И. Сотников, А. П. Берзина. Ореолы хлора и фтора в рудных полях медно-молибденовых месторождений и их поисковое значение	97
Г. Э. Федотова, Р. Г. Оганесян, А. М. Свиридов. Особенности состава и строения первичных геохимических ореолов медно-порфировых месторождений	101
В. Г. Мойсеенко, А. Ф. Миронюк, И. Д. Зайкип. Определение уровня эрозийного среза оловорудных месторождений по первичным ореолам и данным термобарогеохимии	107
Ю. П. Трошин, В. И. Гребенщикова, С. М. Бойко. Геохимические поля вокруг редкометалльных гранитных интрузий	111
В. Е. Загорский, Л. Г. Кузнецова, В. М. Макагон. Эндогенные ореолы редкометалльных пегматитов и их поисковое значение	118
О. С. Клюев. Методические особенности поисков некоторых типов редкометалльных месторождений по первичным ореолам	122
С. В. Григорян, Н. Пилава. Поиски чокембрийского полиметаллического оруденения в районе	129
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Закономерности строения первичных геохимических ореолов эндогенных месторождений железа	136
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Геохимическая зональность в строении медно-порфировых месторождений	141
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Первичные геохимические ореолы медно-порфировых месторождений Ангарской железорудной провинции	146
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Геохимические поиски редкометалльных месторождений по первичным ореолам	151
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Геохимические поиски редкометалльных месторождений по первичным ореолам	158
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Рудные месторождения в зонах рядов геохимической зональности	161
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Геохимические поиски редкометалльных месторождений по первичным ореолам	166
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Геохимические поиски редкометалльных месторождений по первичным ореолам	166
В. Г. Макагон, В. Г. Орлов, В. Г. Покалов, В. Г. Страгис, В. Г. Цимбалист, В. Г. Яковлев. Геохимические поиски редкометалльных месторождений по первичным ореолам	168

МЕЖДУНАРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ
ГЕОХИМИИ И КОСМОХИМИИ
(МАГК)
РАБОЧАЯ ГРУППА
ПО ПОИСКОВОЙ ГЕОХИМИИ

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

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Материалы Второго международного симпозиума
«Методы прикладной геохимии»

3989



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1983



УДК 550.42:550.84

Геохимические поиски по первичным ореолам.—
Новосибирск: Наука, 1983.

Представлены обобщающие и оригинальные статьи по многим типам месторождений, отражающие современное состояние, основные направления и перспективы дальнейшего развития поисков по первичным ореолам. Освещены основные вопросы зональности, закономерностей формирования и методики изучения первичных ореолов, приведены конкретные примеры практического их использования.

Книга предназначена для научных работников геолого-геохимического профиля, геохимиков, геологов, занимающихся поисками и разведкой месторождений.

Редакционная коллегия:

канд. геол.-мин. наук *Г. М. Гундобин* (зам. отв. редактора),
канд. геол.-мин. наук *Л. Д. Зорина*, канд. геол.-мин. наук
П. В. Коваль, д-р геол.-мин. наук *В. В. Поликарпочкин*.

Ответственный редактор акад. *Л. В. Таусон*

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Ответственный редактор *Лев Владимирович Таусон*

Утверждено к печати Институтом геохимии
им. академика А. П. Виноградова

Редактор издательства *З. Д. Роскина*
Художественный редактор *Ю. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Пискун*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Л. Л. Михайлова*, *А. В. Пименов*

ИБ № 23320

Сдано в набор 08.12.82. Подписано к печати 18.07.83. МН-07539. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,4. Усл. кр.-отт. 15,9. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1500 экз. Заказ № 427. Цена 3 руб.

Издательство «Наука», Сибирское отделение, 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Г $\frac{1904050000-837}{042(02)-83}$ 228-83-III

© Издательство «Наука», 1983 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема геохимических поисков по первичным ореолам была одной из главных на Втором международном симпозиуме по прикладной геохимии, проводившемся в г. Иркутске осенью 1981 г. Институтом геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР и Рабочей группой по поисковой геохимии Международной ассоциации геохимии и космохимии.

Доклады, представленные по этой проблеме поисковой геохимии, сгруппированы по типам рудных месторождений: первичные ореолы колчеданных месторождений; месторождений золота; молибденовых и медно-молибденовых месторождений; оловянных и редкометальных месторождений; полиметаллических, железорудных и других месторождений полезных ископаемых.

Изучение первичных ореолов открывает большие перспективы для поисков и оценки скрытого оруденения, а также для понимания условий образования месторождений. В статьях сборника на примере разнообразных типов месторождений различных регионов мира рассмотрен широкий круг вопросов, касающихся особенностей состава и строения первичных ореолов. Очень важно то, что наряду с общепризнанными взглядами в сборнике нашли отражение дискуссионные вопросы и новые методические подходы к исследованию первичных ореолов. В статьях показано, что систематическое изучение первичных концентрационных неоднородностей в пределах рудных узлов и районов имеет большое значение как для понимания развития, так и для оценки перспектив этих крупных рудных систем.

Материалы статей достаточно полно отражают состояние проблемы поисков и оценки скрытого оруденения по первичным ореолам и намечают пути дальнейшего развития этого направления.

Можно надеяться, что предлагаемый сборник привлечет внимание широкого круга геологов и геохимиков, специализирующихся в области поисков и разведки рудных месторождений. Он включает лишь часть статей, оставшиеся будут опубликованы в следующем сборнике.

КОЛЧЕДАНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Л. Н. ОВЧИННИКОВ, А. А. ГОЛОВИН, В. М. РЫФТИН
(СССР)

ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Колчеданные месторождения, образующие самостоятельную большую группу, как известно, являются важным промышленным источником меди, цинка, свинца, серы, а также серебра, золота, бария, кобальта и других редких и рассеянных элементов. Все месторождения этой группы, локализованные в различных провинциях мира, независимо от геологического возраста обладают рядом общих типоморфных черт. Они свойственны только вулканогенным и вулканогенно-осадочным формациям и возникли в тесной пространственной и генетической связи с этими типичными продуктами субмаринного базальтоидного вулканизма ранних стадий эвгеосинклинального режима. Среди колчеданных образований выделяются месторождения вулканогенные гидротермально-метасоматические, вулканогенные гидротермально-осадочные и комбинированные, в различной степени преобразованные при последующих геологических процессах. Все они принадлежат к образованиям полихронным и полигенным (по В. И. Смирнову).

Они имеют комплексный состав с большим количеством рудных и нерудных минералов, главные из которых пирит, халькопирит, сфалерит, кварц, а также галенит, блеклая руда, барит, серицит, хлорит и кальцит.

Все колчеданные месторождения сопровождаются однотипными гидротермальными изменениями вмещающих пород: в основном окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией, карбонатизацией.

Изучение первичных геохимических ореолов большинства месторождений основных колчеданных рудных провинций Советского Союза — Кавказа, Урала и Рудного Алтая — позволило установить закономерности распределения широкого комплекса элементов-индикаторов в ореолах, общие и особенные черты их строения, состава и зональности в зависимости от рудной провинции, условий локализации и минерально-геохимического типа месторождения.

Все изученные колчеданные месторождения обладают широкими ореолами комплексного состава. Размеры их в плане колеблются в пределах 900—9000 × 80—1800 м. Вертикальная протяженность ореолов превышает 1600 м. Размеры варьируют в зависимости от масштаба, текстурного типа оруденения и в значительной мере от геолого-структурной позиции и морфологических особенностей ореолов.

При значительных размерах ореолы не только охватывают целиком рудовмещающие структуры, но и распространяются на значительные расстояния вдоль рудоподводящих и рудовмещающих структур. Они преимущественно развиваются вдоль зон повышенной проницаемости. Ведущая роль проницаемости пород в формировании ореолов проявляется в обогащении широким комплексом элементов-индикаторов зон секущих крутопадающих разломов, ограничивающих рудовмещающие блоки пород; в приуроченности комплексных полей ореолов с высокоаномальными концентрациями элементов к зонам межпластовых срывов, дробления, расланцевания (рис. 1).

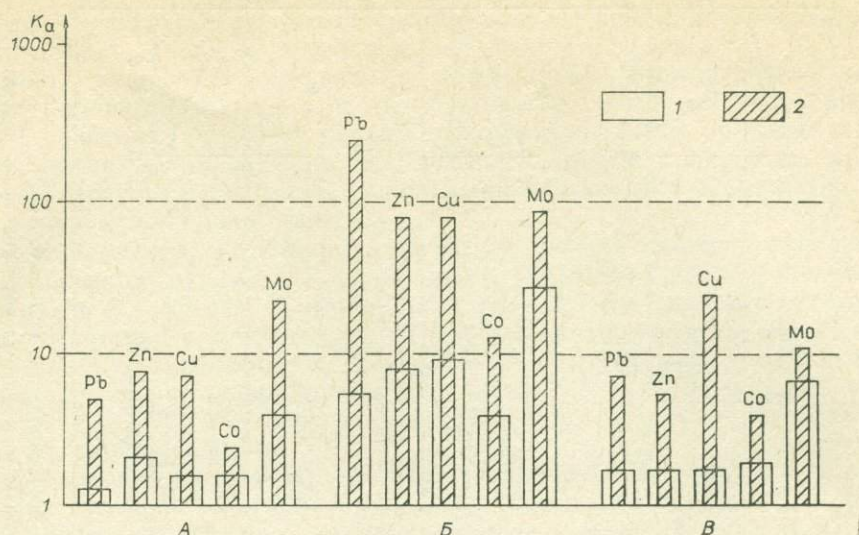


Рис. 1. Распределение элементов-индикаторов в различной степени тектонически проработанных вмещающих породах колчеданного месторождения (Рудный Алтай). 1 — плотные породы; 2 — породы расланцованные, дробленные, брекчированные. А — липаритовые порфиры, их лавобрекчии и туфы; Б — метасоматиты; В — аргиллиты, алевролиты, алевропелиты.

Установлена прямая корреляционная зависимость между концентрациями элементов в ореолах и величиной эффективной пористости пород. К более пористым туфам, туфопесчаникам, метасоматитам приурочены поля более комплексного состава и большей концентрации элементов, чем к плотным лавам и лавобрекчиям порфиров и порфириров, дайкам диабазов (рис. 2).

Факторы геолого-структурного контроля форм и размеров ореолов обусловили необходимость самостоятельной структурно-морфологической типизации ореолов, основанной на различной роли согласных и секущих нарушений и литолого-структурных экранов с выделением: а) пологозалегающих (открытых и экранированных); б) крутопадающих; в) комбинированных.

Первичные ореолы месторождений в пологозалегающих структурах широко распространены на Кавказе, Урале и Рудном Алтае.

Для открытых ореолов в пологозалегающих структурах в плане наиболее характерна блоковая форма, т. е. приуроченность их к участкам рудовмещающих пород, ограниченных системой ортогональных разломов. В вертикальных разрезах для таких ореолов характерна столбообразная форма с широким развитием как в лежачий, так и в висячий бок. Ореолы описываемого типа отличаются максимальной мощностью в вертикальных разрезах (200—900 м).

Экранированные ореолы в пологозалегающих структурах имеют в разрезе пластообразную, в плане каркасную форму, развиваясь на значительные расстояния от рудных тел только вдоль зон разломов и фиксируясь на поверхности в стороне от рудных тел.

Ореолы месторождений в крутопадающих структурах развиты преимущественно на Среднем Урале и Рудном Алтае. Такие ореолы, как правило, линейно вытянуты и обладают значительной протяженностью как в плане (до 9 км), так и по вертикали (более 1,6 км) вдоль рудовмещающих структур — зон расланцевания, смятия, реже — разрывных нарушений. В то же время ширина таких ореолов (их мощность) сравнительно незначительна (50—200 м — ореолы зон разрывных нарушений, 200—800 м — ореолы зон смятия и расланцевания).

Ореолы колчеданных месторождений в комбинированных структурах являются промежуточными между пологозалегающими и крутопа-

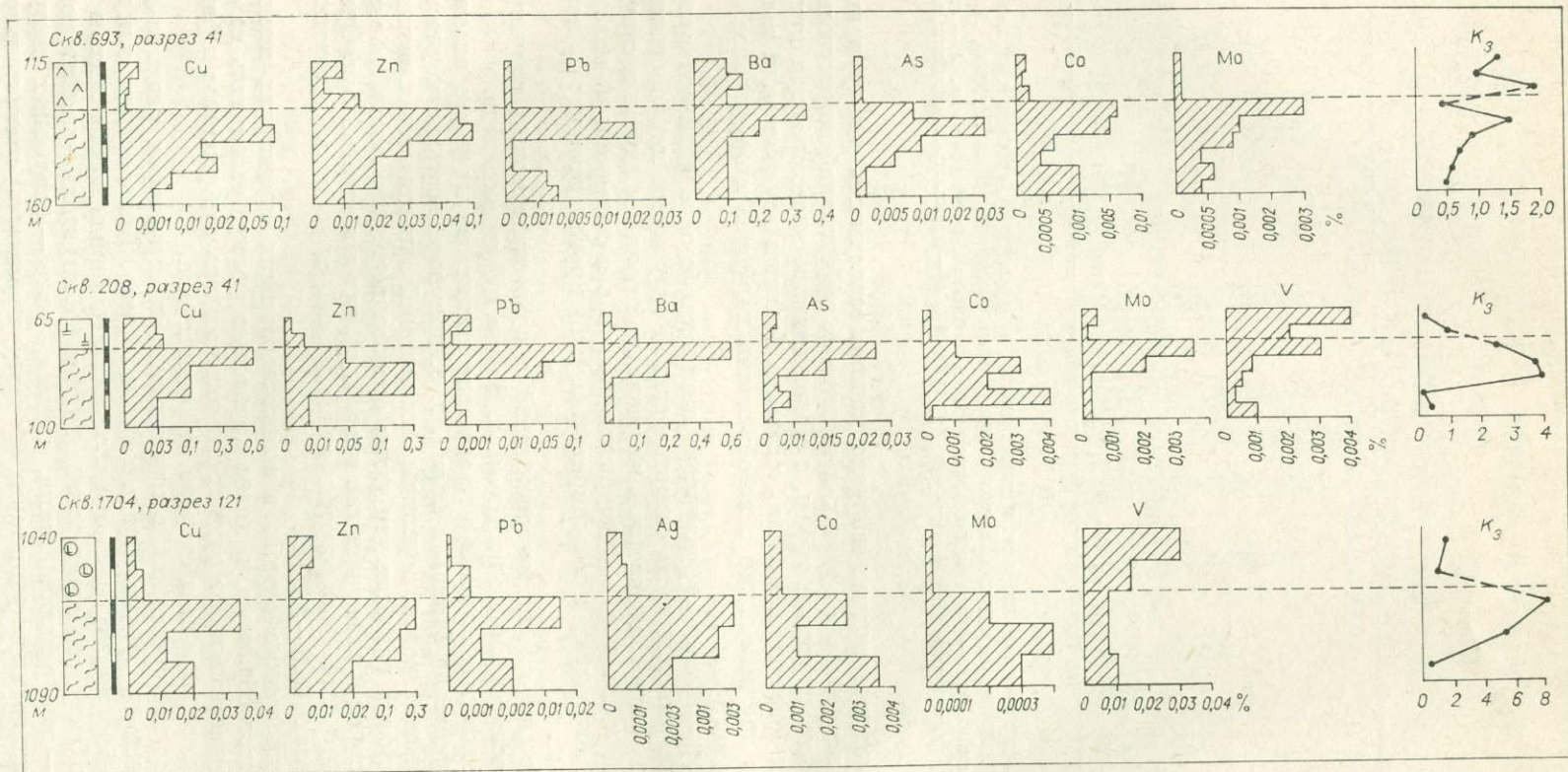


Рис. 2. Распределение элементов под экранами различных пород колчеданного месторождения (Южный Урал).
 ^^ — дайка диабазов; ⊥⊥ — кварцевые порфиры; ○○ — лавобрекции андезит-дацитового состава; ≈ — кварц-хлорит-серцитовые породы.

дающими. Они отличаются большим морфологическим разнообразием. Среди них выделяются открытые ореолы в вулканических структурах, экранированные, сложной каркасной или шатровой формы.

Ореолы вулканогенно-осадочных колчеданных месторождений по своей морфологии, в частности по отсутствию или очень локальному проявлению надрудных ореолов, сходны с экранированными ореолами метасоматических месторождений, отличаются широким площадным развитием в плоскости рудных тел, наличием крутопадающих воронкообразных столбов в подрудной толще.

Площади ореолов в плане в 0,4—7 раз превосходят площадь горизонтальных проекций рудных тел. По мощности открытые ореолы в пологих структурах в 10—15 раз, в крутопадающих — в 7—10 раз, а в экранированных пологих не более чем в 5 раз превосходят суммарные мощности рудных тел в тех же разрезах. Установленная вертикальная протяженность ореолов над рудными телами превышает 1000 м в крутопадающих, составляет 300—400 м в пологих открытых и не превышает 90—100 м в пологих экранированных.

Отсюда ясно, что структурно-морфологический тип ореолов в зависимости от глубины залегания оруденения определяет методологию подхода к оценке конкретного потенциально-перспективного участка.

Первичные геохимические ореолы, так же как и рудные тела колчеданных месторождений различных провинций мира, обладают качественно идентичным составом. В составе первичных ореолов колчеданных месторождений в аномально-повышенных концентрациях установлены медь, цинк, свинец, молибден, кобальт, серебро, висмут, кадмий, мышьяк, золото и в подчиненном количестве — олово, стронций, ртуть, вольфрам, никель. Основные рудообразующие элементы (медь, цинк, свинец), как правило, доминируют и в составе ореолов. Некоторые элементы (ванадий, хром, марганец, галлий и др.) в пределах рудовмещающих зон образуют зоны аномально-пониженных или близких к фоновым содержаниям. Накопление этих элементов отмечено в периферических зонах ореолов, в разломах, ограничивающих рудные блоки, или за их пределами.

При качественном сходстве состава ореолов всех колчеданных месторождений установлены существенные различия в соотношениях элементов в ореолах месторождений разных минерально-промышленных типов (серноколчеданных, медноколчеданных, колчеданно-полиметаллических, полиметаллических, барит-полиметаллических), которые соответствуют изменениям соотношений концентраций элементов в рудах.

Количественные соотношения между элементами в ореолах могут быть выражены величинами условной нормированной продуктивности. По убыванию этих величин установлены ранжированные ряды ореолов. Элементы, находящиеся в левой части ряда, и образуют, как правило, типоморфные ассоциации элементов-индикаторов того или иного минерального типа колчеданных месторождений.

В таблице приведен комплекс типоморфных элементов-индикаторов, рассчитанных количественно через показатель зональности (по С. В. Григоряну), выраженный в процентах, и представляющих собой для каждого типа долю типоморфных элементов в общем комплексном ореоле. Как показали исследования, использование величин отношений концентраций или продуктивностей пар элементов, контрастно меняющихся в зависимости от минерального типа месторождения с одной стороны, а с другой занимающих близкое положение в «едином ряду зональности», позволяет получить однозначные результаты. По этому принципу разработан специальный коэффициент формационной принадлежности (см. таблицу), величина которого позволяет интерпретировать минерально-геохимический тип прогнозируемого оруденения вне зависимости от уровня пересечения ореола.

Эндогенные геохимические ореолы различных минерально-промышленных типов колчеданных месторождений любой из рассматриваемых рудных провинций обладают одинаковой объемной асимметричной зо-

Величины некоторых показателей эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений

Минерально-промышленные типы месторождений	K_3		Типоморфные элементы	Доля типоморфных элементов в комплексном ореоле, %	$K_{\phi} = \frac{Au \cdot Cd \cdot As \cdot Ba}{Ag \cdot Zn \cdot Cu \cdot Pb}$
	фронтальных зон	тыловых зон			
Серноколчеданные (3)	10^{-4} — 10^{-2}	10^{-5} — 10^{-3}	Co, Mo, Cu	65—85	$1,10^{-7}$
Медноколчеданные (31)	10^{-1} — 10^1	10^{-2} — 10	Cu, Zn, Mo, Co	70—88	$1,10^{-7}$ — $1,10^{-5}$
Колчеданно-полиметаллические (13)	10^2 — 10^4	10^1 — 10^3	Zn, Cu, Pb, Ag, Mo	65—95	$1,10^{-5}$ — $1,10^{-3}$
Полиметаллические (10)	—	—	Pb, Zn, Ag, Cu, Cd	73—98	$1,10^{-2}$ — $2,10^{-1}$
Барит-полиметаллические (5)	10^3 — 10^5	10^2 — 10^4	Ba, Pb, Ag, Au, Zn, As	76—89	$1,10^{-1}$ — $1,10^1$

Примечание. В скобках — количество месторождений.

нальностью (от тыловых зон ореолов к фронтальным): $W \rightarrow Mo_1Sn \rightarrow Ba_1CoNi \rightarrow Au_1As_1BiCu_1 \rightarrow ZnCd \rightarrow Pb \rightarrow Ag \rightarrow Cu_2As_2Au_2Mo_2 \rightarrow Ba_2Sr \rightarrow Hg \rightarrow J$. Следует подчеркнуть тождественность указанного ряда с «единым рядом зональности» ореолов [Овчинников, Григорян, 1973] *.

Зональность ореолов колчеданных месторождений проявляется в наличии внутренней зоны комплексного состава с максимальными величинами концентрации элементов и внешних зон более простого состава и низкой концентрации элементов (рис. 3).

Рудные тела занимают закономерное пространственное положение в зональной колонне ореолов, локализуясь во внутреннем поле комплексного состава с высокоаномальными концентрациями основных рудообразующих элементов. Во фронтальных зонах ореолов, как правило, преобладают свинец, цинк, серебро, барий, кадмий, мышьяк, а в тыловых — медь, молибден, кобальт, олово, висмут. Это и определяет общую асимметричность зональности ореолов колчеданных месторождений.

Особенностью зональности первичных ореолов колчеданных месторождений является ее фронтальный характер (фронтальный тип зональности). Указанная особенность проявляется в идентичности, одинаковом ее характере, наблюдаемом в различных направлениях (в направлении движения фильтрующейся термогидроколонны) как в продольном (вдоль рудовмещающих структур — по восстанию и воздыманию зон), так и в поперечном (вкрест структур — от лежащего бока к висячему) и от центра зон к периферии (латеральная зональность).

Наиболее контрастно асимметрична зональность первичных ореолов проявляется по величинам коэффициентов зональности различных модификаций: аддитивных или мультипликативных, которые вычисляются как отношения сумм или произведений нормированных или абсолютных содержаний или продуктивностей групп элементов, занимающих различное положение в приведенном выше ряду зональности. Как видно из таблицы, коэффициент зональности позволяет получить количественные характеристики над- и подрудных уровней.

Практическое значение K_3 трудно переоценить. В настоящее время надежно установлена их эффективность при оценке уровня пересечения ореолов относительно скрытого оруденения. Однако зональность ореолов осложнена влиянием различных факторов. Одним из таких факторов является ритмичность, являющаяся характерным явлением, сопровождаю-

* Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н. Зональность первичных геохимических ореолов и их поисковое значение. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10, с. 76—88.

щим осадочно-хроматографический механизм формирования ореолов и рудных тел. Эта ритмичность заключается в периодически повторяющемся пространственном разобщении максимумов концентраций элементов тыловых и фронтальных зон ореолов. Она проявляется в том, что на фоне общего возрастания величин K_3 от подрудных к надрудным зонам ореолов в них выделяются интервалы (ритмы), на границе каждого из которых постепенное увеличение K_3 сменяется его резким уменьшением (рис. 4).

В результате явления ритмичности зональная колонна ореолов представляется состоящей из ряда более мелких зональных колонн, повторяющих в своем строении общую стандартную зональность.

Другим фактором, осложняющим зональность, является влияние минерально-геохимического типа оруденения. Влияние рассматриваемого фактора может приводить к качественному сходству ассоциаций элементов некоторых фронтальных зон ореолов колчеданно-полиметаллических месторождений с тыловыми полиметаллических, а фронтальных зон — полиметаллических с тыловыми барит-полиметаллических.

Вместе с тем опыт многолетних исследований на Кавказе, Урале и Рудном Алтае свидетельствует, что, несмотря на возрастные, генетические, морфоструктурные и минералого-геохимические различия ореолов колчеданных месторождений, оценку и интерпретацию первичных геохимических ореолов на месторождениях, рудных полях и районах с целью прогнозирования и поисков скрытого оруденения можно проводить, используя единый комплекс количественных геохимических критериев (методические рекомендации по литохимическим методам поисков колчеданных месторождений).

Разработанный единый методологический подход количественного геохимического прогнозирования скрытых колчеданных месторождений опирается на принцип последовательной локализации перспективных площадей в результате отбраковки:

- а) площадей, лишенных геохимических аномалий;
- б) геохимических аномалий петрогенных, метаморфогенных и заведомо непромышленных для изучаемого района формаций;
- в) корневых (эродированных) срезов геохимических ореолов проявлений колчеданной формации;
- г) ореолов зон рассеянной рудной минерализации или мелких непромышленных рудных тел.

В результате такой отбраковки выделяются перспективные участки, на которых рекомендуется проводить работы в первую очередь. При про-

А

Pb, Zn, Ag, Ba, Cd
 Zn, Pb, Ag, Ba, Cd, Cu, Bi, Mo
 Zn, Pb, Ag, Cu, Mo, Bi, Ba, Cd, As
Zn, Cu, Pb, Mo, Bi, Ag, As, Cd, Co, Au, Ba
Cu, Zn, Mo, Bi, Pb, Ag, Co, Au, Cd, As, Sn
 Cu, Mo, Zn, Bi, Co, Sn, Au, Pb, As, Cd
 Mo, Cu, Co, Bi, Zn, Sn
 Mo, Co, Sn, Cu, Bi

В

Ag, Ba, Pb, Au, As, Zn, Cd, Cu
Ag, Pb, Au, Ba, As, Zn, Cd, Cu, Mo
Pb, Ag, Au, Zn, Ba, Cd, As, Cu, Mo, Bi
 Pb, Ag, Zn, Cu, Cd, Au, As, Ba, Mo, Bi, Co
 Pb, Ag, Cu, Zn, Cd, Au, Mo, As, Bi, Co, Ba, Sn
 Au, Zn, Cu, Pb, Ag, Cd, Mo, Co, Sn, As, Bi
 Cu, Mo, Zn, Pb, Co, Cd, Sn, Bi
 Mo, Sn, Co

Б

Pb, Ag, Ba, Cd, Zn
 Pb, Ag, Ba, Zn, As, Mo, Au, Cu
Pb, Zn, Ag, Cu, Cd, As, Au, Ba, Bi, Mo
Zn, Pb, Cu, Ag, Au, Cd, As, Mo, Bi, Co, Ba, Sn
 Zn, Cu, Pb, Cd, As, Ag, Au, Bi, Mo, Co, Sn, Ba
 Cu, Zn, Pb, Mo, As, Cd, Bi, Co, Ag, Sn, Ba
 Cu, Mo, Co, Zn, Pb, Cd, Sn, As
 Cu, Mo, Co, Zn, Cd, Sn

Рис. 3. Схема смены полей геохимических ассоциаций элементов в ореолах колчеданно-полиметаллических (А), полиметаллических (В) и барит-полиметаллических (В) месторождений в направлении (сверху вниз) от фронтальных зон ореолов к тыловым. Подчеркнуты уровни локализации рудных тел.

$$K_3 = \frac{Pb \cdot Zn \cdot Ag \cdot Ba \cdot Cd}{Cu \cdot Co \cdot Mo \cdot Bi \cdot Sn}$$

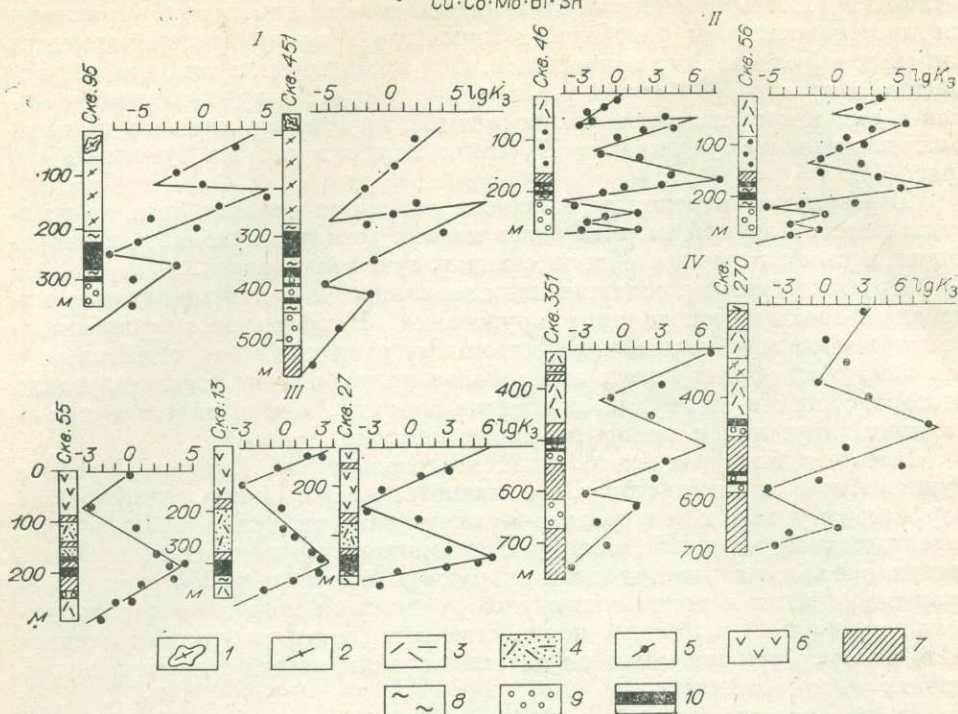


Рис. 4. Характер распределения величины коэффициентов зональности (K_3) в вертикальных сечениях ореолов Алтайских месторождений.

1 — лавобрекчии липаритовых порфиров; 2 — липаритовые и липарит-дацитовые порфиры; 3 — туфы кислого состава; 4 — туфопесчаники; 5 — туфы кислого состава с прослоями туфопесчаников и аргиллитов; 6 — туфы миоценовых порфиров; 7 — аргиллиты, алевропелиты, алевролиты; 8 — кварц-хлоритовые, серицит-хлоритовые, карбонат-серицит-хлоритовые породы; 9 — микрокварциты; 10 — рудные тела. Месторождения: I — Золотушинское, II — Степное, III — Корбалихинское, IV — Таловское.

чих равных условиях (с учетом генетического и морфоструктурного типов ореола) такими являются участки развития ореолов максимального размера, комплексного состава, выдержанного (сплошного) строения, с высокой интенсивностью и величинами K_3 , характерными для центральных и фронтальных срезов, с аномальными концентрациями хотя бы одного из следующих элементов — серебра, висмута, сурьмы, мышьяка, кадмия, а также с близконовыми или отрицательными аномалиями ванадия, хрома, марганца.

Апробация комплекса разработанных геохимических критериев на Кавказе, Урале и Рудном Алтае подтвердила их высокую эффективность

Э. П. БАРАНОВ
(СССР)

ТИПОВЫЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ

Колчеданные месторождения, являющиеся важными источниками меди, цинка, свинца и других металлов, представляют собой пример полигенных рудных образований. Это обусловлено, во-первых, разнообразием условий колчеданного рудоотложения — гидротермально-метасоматического, гидротермально-осадочного или, как правило, комбинирован-

ного, а во-вторых — «постколчеданными» преобразованиями месторождений, которые выражаются в дислокациях, региональном, реже контактом метаморфизме, а иногда и в наложении более поздней, чуждой колчеданам, рудной минерализации.

Сложная история формирования и преобразования колчеданных месторождений получает отражение и в строении их эндогенных геохимических ореолов (ЭГО). Последние характеризуются сходным элементным составом и качественно близкой, однотипной зональностью, в принципе аналогичной единой геохимической зональности ЭГО гидротермальных рудных месторождений [Барсуков и др., 1981]. В состав ЭГО помимо комплекса основных элементов-индикаторов колчеданного оруденения (Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Co, Mo, As, Hg) входят и многие другие элементы (Mn, Ni, Bi, Cd, Au, и др.). В объемной модели ЭГО контрастно разделяются тыловые зоны, типоморфными элементами-индикаторами которых являются Mo, Co, Cu, Bi, фронтальные — соответственно с Zn, Pb, Ag, Ba, Hg и близрудные зоны комплексного, полиэлементного состава с участием практически всех основных элементов-индикаторов. Использование при характеристике зонального строения ЭГО колчеданных месторождений понятий «тыловые» и «фронтальные» зоны вместо обычно применяемых «подрудных» и «надрудных» обусловлено тем, что в результате пострудных дислокаций надрудные (в период рудоотложения) фронтальные зоны могут занять подрудное положение.

В последние годы получены новые данные по ЭГО колчеданных месторождений, которые показывают, что при сходном элементном составе и однотипной зональности для ЭГО характерны существенные различия в соотношениях ореолообразующих элементов, в их составе и большое разнообразие масштабов проявления, морфологии и условий локализации. Эти отличия определяются целым рядом факторов: типом колчеданоносных вулканогенных и осадочных формаций; минералого-геохимическим типом колчеданного оруденения; условиями колчеданного рудоотложения (метасоматического, гидротермально-осадочного и комбинированного); формами рудовмещающих и рудоконтролирующих структур; типом и интенсивностью постколчеданных преобразований. Совокупность этих взаимосвязанных факторов (за исключением постколчеданных преобразований) получает отражение в типе колчеданных рудных районов.

Согласно систематике, изложенной в монографии «Колчеданные месторождения мира» [1979], выделяются кипрский, уральский, малокавказский, рудноалтайский и хандизинский типы колчеданного оруденения в вулканогенных формациях и филизчайский, Маунт-Айза и атасуйский — в терригенных и карбонатно-терригенных толщах рудных провинций. Однако, как показывает анализ геолого-геохимических данных, эта систематика в большей мере приложима к типам колчеданных рудных районов, так как в пределах одной рудной провинции обычно устанавливаются районы с различным типом колчеданного оруденения. Так, на Урале помимо преобладающего собственно уральского типа колчеданного оруденения известны районы с оруденением кипрского, рудноалтайского и филизчайского типов. Поэтому в основу выделения типовых моделей ЭГО колчеданных месторождений следует положить основные типы колчеданных рудных районов: кипрский, уральский, куроко, рудноалтайский в вулканогенных формациях и филизчайский, атасуйский — в вулканогенно-осадочных формациях [по Филатову, Шираю, 1980].

Характерными особенностями ЭГО месторождений кипрского типа (в Советском Союзе к ним относятся месторождения Мугоджар) являются малые (сопоставимые с рудными телами) размеры, низкая интенсивность и обедненный элементный состав (в основном Cu, Zn, Co). Пласто- и линзообразная форма околорудных ореолов осложнена секущими столбообразными зонами в под- и надрудных толщах пород (рис. 1, А). В подрудных породах эти зоны фиксируют рудоподводящие каналы, а в надрудных — формируются в связи с продолжением деятельности гидротермальных систем после отложения колчеданных руд на дне моря и (или)

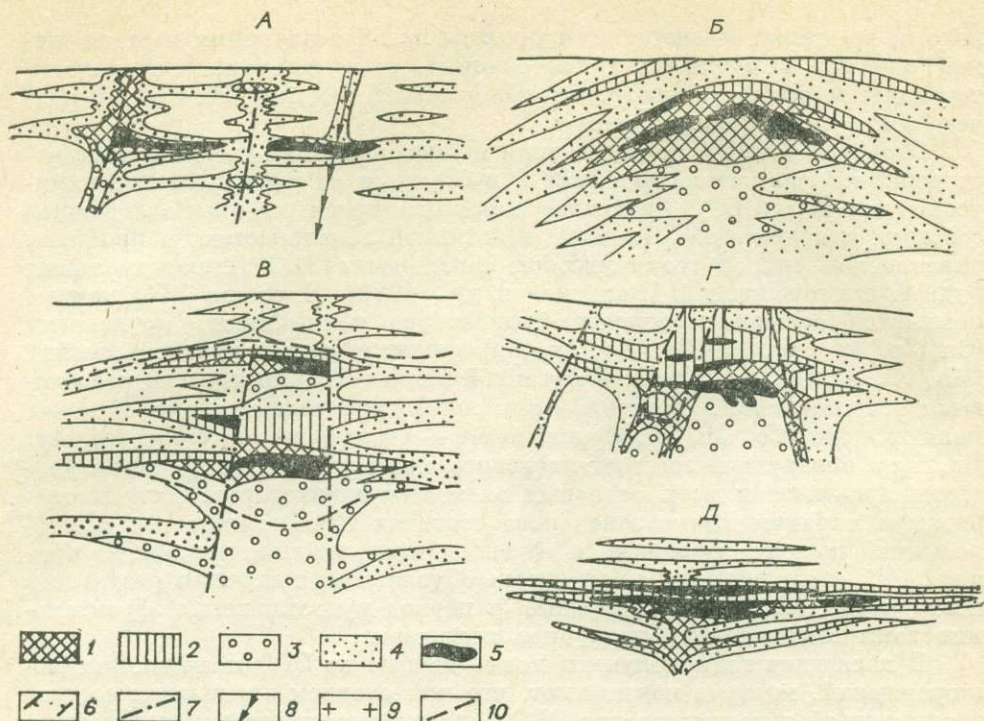


Рис. 1. Схемы строения ЭГО колчеданных месторождений кипрского типа (А), уральского типа в контрастной (Б) и непрерывной (В) формациях, типа куроко (Г), филизчайского и атасуйского типов (Д).

1—4 — зоны ореолов: 1 — промежуточные (околорудные) комплексного состава, 2 — фронтальные (Pb, Zn, Ba > Cu, Co, Mo), 3 — тыловые (Pb, Zn, Ba < Cu, Co, Mo), 4 — внешние обедненного состава (1—2 элемента); 5 — рудные тела; 6 — контуры зон метасоматитов; 7 — разрывные нарушения; 8 — послерудные дайки базальтоидов; 9 — гранитоиды; 10 — границы рудовмещающих вулканитов кислого состава и гранитоидов.

в связи с локальным переотложением рудного вещества под воздействием послерудных даек.

Среди рудных районов уральского типа выделяется два подтипа: с контрастной и с непрерывной вулканогенными формациями, для которых устанавливаются существенные различия ЭГО. Для месторождений в контрастной формации (Учалинское, Сибайское и другие на Южном Урале, Урупское, Худеское и другие на Северном Кавказе) характерны стратиформные типы ЭГО, развивающиеся на уровне рудных тел и сопровождаемые подрудными столбообразными зонами (рис. 1, Б). Надрудные ореолы имеют незначительное распространение (десятки метров) или практически отсутствуют. В составе ЭГО возрастает роль Pb, Ag при ведущем значении ореолов Cu и Zn. ЭГО месторождений в непрерывной формации (Гайское, Узельгинское, Лёвихинское и другие на Урале) выделяются комплексным составом (Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, As, Co, Mo и др.) и высокой интенсивностью. Они имеют широкое распространение в рудовмещающих кислых вулканитах и более сложную морфологию, которая определяется сочетанием протяженных стратиформных ореолов на рудных уровнях, столбообразных зон ореолов на участках многоэтажного оруденения и рудоподводящих каналов и локально проявленных секущих и стратиформных ореолов в надрудных толщах (рис. 1, В).

ЭГО месторождений в рудных районах типа куроко (в Советском Союзе они известны на Малом Кавказе) характеризуются комплексным существенно полиметаллическим составом (при преобладании Zn, Pb над Cu и возрастании роли Ba), столбообразной формой и блоково-каркасным строением — с интенсивным сплошным развитием в рудовмещающих блоках и слабым развитием в соседних блоках (рис. 1, Г). Протяженность ореолов над рудными телами достигает сотен метров.

ЭГО месторождений в рудных районах рудноалтайского типа по составу близки ореолам в районах типа куроко и выделяются большим морфологическим разнообразием — от типично стратиформных (уральского типа) до столбообразных (типа куроко) при значительной (сотни метров) протяженности над рудными телами.

Месторождения в вулканогенных формациях образуют ряд от кипрского типа к рудноалтайскому, в пределах которого закономерно возрастают размеры ореолов, изменяется их состав (увеличивается интенсивность, полиэлементность при повышении доли Pb, Ba и уменьшении Cu), соответственно возрастает доля рудообразующих элементов, рассеянных в ореолах (на месторождениях кипрского типа основное количество металлов сосредоточено в рудных телах, а на месторождениях типа куроко, рудноалтайских, наоборот, рассеяно в ореолах), и усложняется морфология ореолов. Таким образом, данные изучения ЭГО подтверждают принадлежность колчеданных месторождений в вулканогенных формациях к единому формационному ряду.

Характерной особенностью ЭГО месторождений в вулканогенно-осадочных формациях (рудные районы филизчайского и атасуйского типов), помимо их состава (Pb, Zn резко преобладают над Cu), резко выраженной стратиформности и значительной (до километров) протяженности по напластованию, является тесная связь распределения ореолообразующих элементов с ритмично-слоистым строением рудовмещающих отложений (рис. 1, Д). Последнее указывает на конседиментационное формирование ореолов. В центрах латеральной зональности ореолов устанавливаются сквозные столбообразные зоны, указывающие на положение рудоподводящих каналов. ЭГО месторождений атасуйского типа отличаются широким проявлением ореолов Ba и Mn.

Определяющим элементом зональной структуры ЭГО колчеданных месторождений в связи с относительной локальностью проявления надрудных ореолов является латеральная (продольная) зональность концентрического типа, к центрам которой обычно приурочены столбообразные зоны, фиксирующие рудоподводящие каналы. Значение вертикальной (поперечной) зональности возрастает в ЭГО месторождений типа куроко и рудноалтайских.

Типовые модели ЭГО согласуются с моделью комбинированного образования большинства колчеданных месторождений — с преобладающим гидротермально-осадочным способом отложения руд и последующим их гидротермально-метасоматическим преобразованием, с отложением и перетолжением рудного вещества. Формирование надрудных зон ореолов обычно связано с продолжением деятельности гидротермальных систем после отложения колчеданных руд, их масштабы и интенсивность являются показателями длительности и интенсивности последней.

Здесь необходимо особо отметить, что наблюдаемые на колчеданных месторождениях современные соотношения рудных тел и ЭГО, распределение металлов в ЭГО отражают суммарный итог длительной жизни рудоносных гидротермальных систем, в котором наиболее контрастно, затухевшая предшествующая история, будут проявлены следы завершающей гидротермальной деятельности. Именно они и обуславливают признаки эпигенетичности ЭГО по отношению к перекрывающим толщам пород при преобладающем гидротермально-осадочном способе колчеданного рудоотложения.

Послерудные дислокации колчеданных залежей, изменяющие их пространственную ориентировку с первичной близгоризонтальной на крутопадающую, и региональный метаморфизм зеленосланцевой и даже амфиболитовой фаций обычно не приводят к существенному изменению морфологии и строения ЭГО. Пример этого — ореолы хорошо известных медноколчеданных месторождений Среднего Урала (рис. 2, А). На некоторых из них вскрыты фронтальные зоны ореолов на нижних подрудных выклинках рудовмещающих зон метасоматитов. Основные особенности морфологии и зонального строения ЭГО, как правило, сохраняются и



Рис. 2. Схемы строения ЭГО колчеданных месторождений уральского типа дислоцированных, крутопадающих (А), дислоцированных, контактово-метаморфизованных (Б) и преобразованных (Б'). Усл. обозн. см. на рис. 1.

на контактово-метаморфизованных колчеданных месторождениях (Летнее месторождение в Мугоджарах, Тарньерское на Северном Урале) (рис. 2, Б). При этом устанавливается существенное изменение состава ореольных пиритов по сравнению с метаморфизованными месторождениями. Это отражает весьма локальное перераспределение рудного вещества в ЭГО, претерпевших изохимический контактовый метаморфизм.

Радикальная перестройка ЭГО происходит только в редких случаях воздействия на колчеданные руды и ореолы флюидного фронта. Примером этого является ЭГО Заводского месторождения на Среднем Урале, где ореолы под воздействием флюидного фронта теряют «первично колчеданные» черты и приобретают строение, характерное для типично гидротермальных месторождений (рис. 2, Б'). Так, в их строении около рудных тел проявлена симметричная поперечная зональность, а не характерная для колчеданных месторождений асимметричная зональность. В целом ЭГО более консервативны по отношению к постколчеданным преобразованиям, чем колчеданные руды, в которых обычно признаки интенсивного метаморфизма.

Проведенное краткое сравнение выделенных типовых моделей ЭГО колчеданных месторождений показывает, что при общности методического подхода конкретная методика геохимических поисков скрытого колчеданного оруденения в рудных районах различного типа требует дифференцированного подхода с учетом типовых моделей ЭГО. В стратиформных ЭГО в связи с концентрическим типом их латеральной зональности определение местоположения прогнозируемого оруденения возможно только при изучении ореола в его плоскости — по нескольким (минимум по трем) пересечениям. В ЭГО месторождений типа куроко важное поисково-оценочное значение приобретает вертикальная зональность.

Прогнозирование скрытого колчеданного оруденения по ЭГО требует учета суммы взаимосвязанных геохимических показателей, поэтому одним из путей повышения надежности прогнозирования является объемное картирование аномальных геохимических полей и ГЭО.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л., Григорян С. В., Овчинников Л. Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 318 с.
 Колчеданные месторождения мира/М. Б. Бородаевская, Д. И. Горжевский, А. И. Кривцов и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
 Филатов Е. И., Ширай Е. П. О формационной принадлежности колчеданных месторождений. — Геол. рудн. месторожд., 1980, вып. 22, № 5, с. 41—52.

ТИПЫ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ
НА КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАЗАХСТАНА

Использование первичных ореолов эндогенных месторождений эффективно на всех этапах и стадиях геологоразведочных работ, на что давно обращают внимание Н. И. Сафронов, А. П. Соловов, Л. Н. Овчинников, С. В. Григорян, В. Л. Барсуков, В. В. Поликарпочкин и другие советские геохимики. Такие ореолы являются источником ценной генетической информации [Григорян, Овчинников, 1981]. Первичные ореолы месторождений достаточно детально рассмотрены Л. Н. Овчинниковым, Э. Н. Барановым [1970]. В настоящее время поиски колчеданных руд по ореолам рассеяния широко применяются за рубежом. Для выделения типов первичных ореолов и выработки поисковых признаков рудной минерализации решающее значение имеет выяснение условий рудообразования.

Колчеданные месторождения распространены в Казахстане. Наиболее крупные из них залегают в вулканитах нижнего (Центральный и Северный Казахстан) и среднего (Рудный Алтай, Мугоджары) палеозоя. Проблемой поисков скрытого оруденения в регионе по первичным геохимическим ореолам занимаются многие исследователи. В последние годы наиболее интересные результаты получены на Рудном Алтае сотрудниками ИМГРЭ (В. Д. Баранов, А. А. Головин и др.) под руководством Л. Н. Овчинникова. В статье приведены данные многолетних исследований авторов по геохимии рудных месторождений Казахстана. Основными методами определения элементов в пробах были количественный спектрографический и атомно-абсорбционный анализы. В меньшей мере использован полуколичественный спектральный анализ. Применялось штупфное и бороздовое опробование с длиной проб 1 м.

В сложной и длительной истории формирования колчеданных месторождений Казахстана мы различаем три последовательных этапа: вулканический, интрузивный и гидротермальный, или рудный. В каждый из них происходило образование геохимических ореолов. При вулканических эксгальциях около вулканических центров в морских бассейнах отлагались карбонатно-кремнистые осадки и туфы кислого и среднеосновного составов с повышенным содержанием Cu, Pb, Zn, Ba, Mn, Au, Ag, Co, Ni, As, F (до 10—100 раз выше кларкового). В кремнистых отложениях накапливались преимущественно Au (до 0,3 г/т), Ag (до 4 г/т), Ba и Mn (до 0,2 г/т), иногда P; в алевропелитах с углистым веществом — Cu (до 0,5%), Zn (до 0,4%), Pb (до 0,2%), Ba и Mn (до 0,9%), Au (до 0,4 г/т), Ag (до 5 г/т), Co, Ni, реже Cr, Mo. Максимальные концентрации элементов фиксируются в туфах, где в повышенных количествах часто присутствуют также Bi, Sn, Cd, W, Mo. Характерна заметная пиритизация вулканогенно-осадочных пород. Пирит образует тонкую вкрапленность, прожилки и маломощные прослой в кремнисто-глинистых осадках. В пирите содержатся As (0,01—0,06%) и Sb (до 0,04%). Содержание F, Cl в вулканитах составляет 0,01—0,03%, на некоторых месторождениях Центрального Казахстана — до 0,1—0,2%. Установлено, что при вулканизме в наибольшей степени накапливались те элементы, которыми обогащены и руды. Например, на Риддер-Сокольном и Зыряновском месторождениях содержание Au и Ag в вулканитах равно (г/т) 0,02—0,07 и 0,3—0,9, а на месторождениях Прииртышья — 0,003—0,007 и 0,16—0,35. С удалением от вулканических центров содержание элементов в породах уменьшается до фоновых. Наиболее отчетливо это проявлено в нижних частях вулканогенно-осадочных толщ (Риддер-Сокольное месторождение). Площадные размеры вышеописанных комплексных ореолов на крупных рудных полях достигают 40—50 км².

В интрузивный этап произошло многофазное внедрение субвулканических интрузий, даек кислого и затем средне-основного состава. При автометаморфизме кислых разностей с участием существенно газовых (H_2O , H_2S , CO_2 , CO , NH_3) флюидов возникли вторичные кварциты, а среднеосновных — пропилиты. В экзоконтактах интрузий часто картируются роговики и скарноиды с эпидотом, актинолитом, биотитом, гранатом, апатитом, магнетитом. Измененные породы обычно несут вкрапленность пирита и характеризуются повышенным содержанием Cu , Pb , Zn , Va , Au , Ag , Sn , Cr , Co , Ni , S , As , Sb , Se , иногда F , Cl , P , B , Y . Такие комплексные ореолы, как правило, приурочены к ашикальным и приконтактовым частям интрузивных массивов. Содержание элементов в большинстве случаев не превышает кларк в 20—70 раз. Ведущие петрохимические, геохимические характеристики, присущие исходному типу магматических пород, в основном сохраняются. Вблизи магмоподводящих каналов концентрации элементов в ореолах заметно возрастают (до 200—300 раз выше кларка), в них появляются W , Ge , Tl , Sc . Нередко фиксируется принос щелочей, что проявляется в альбитизации, реже калишпатизации вмещающих пород. На некоторых объектах Центрального и Северного Казахстана в субвулканических телах среднего состава наблюдаются выделения флюорита, реже турмалина. Содержания (%) F достигают 1,1, Cl — 0,2, P — 0,5, B — 0,4. Характерно, что состав ореолов отражает геохимические особенности месторождений, на которых они развиты. Так, на рудных полях с полиметаллическим оруденением в ореолах присутствуют повышенные количества Pb , Zn , Au , Ag , а с медноколчеданным — Cu , Bi , Sn , Co .

Гидротермальный этап характеризуется многократным пульсационным поступлением ювенильных флюидов, состав которых эволюционировал во времени. Последовательно образовались мощные зоны гидротермальных изменений типа березитизации, колчеданные, медноколчеданные, медно-цинковые, полиметаллические, сереброносные барит-свинцово-цинковые, золото-сульфидно-кварцевые руды. Частота встречаемости указанных эндогенных продуктов последовательно уменьшается, и полный их набор присущ только крупным месторождениям. Длительность и прерывистость минералообразования подчеркивается интерминерализационными дайками порфиритов и «галечными» брекчиями. Наиболее мощные и интенсивные ореолы сформировались в начале гидротермального этапа при воздействии на вмещающие породы существенно газовых (H_2O , CO_2 , H_2S , N_2) флюидов. Объем березитов с повышенным содержанием рудных элементов в десятки — сотни раз превышает пространство, занятое рудами. Состав указанных ореолов сходен с таковым ранних ореолов. Отличие заключается в более высоких (примерно на порядок) концентрациях элементов. Спорадически отмечаются W , Hg , Bi , Zr , Ge , Tl , Ga , U , Th , TR , которые, вероятно, были частично заимствованы из вмещающих и нижележащих пород. На рудных полях с полиметаллическим оруденением степень концентрации в ореолах Pb , Au , Ag заметно выше, чем на медноколчеданных месторождениях. На объектах с преобладанием конечных продуктов гидротермального этапа набор элементов в ореолах сужается за счет Cu , Cr , Co , Ni . Эпицентры максимальных концентраций элементов чаще всего пространственно разобщены. Характерны высокие коэффициенты вариации и слабая корреляционная связь между элементами, что особенно свойственно зонам флюидоподводящих разломов.

Ранние гидротермальные изменения (калишпатизация, альбитизация, биотитизация, хлоритизация, эпидотизация, карбонатизация) развиты наиболее широко. На периферии контура метасоматически измененных пород содержание рудных элементов сравнительно низкое. Поздние существенно кварцевые образования локализованы вблизи флюидоподводящих разломов, в которых широко распространены разнообразные брекчии с флюидными текстурами. По имеющимся данным [Пронин, 1978], брекчирование было многократным, а перемещение обломков значительным — до 200—300 м. Концентрации элементов здесь в 3—6 раз выше,

3989

чем в ранних гидротермалитах. Общая мощность ореольной зоны достигает 600—900 м. С глубиной ореолы сужаются, сдвигаясь к флюидоподводящим разломам. Судя по наличию магнетита, гематита, пирротина и высоким величинам As/S, Sb/S, Se/S, Te/S, условия минералообразования на большой глубине были более окислительными и отличались повышенной активностью мышьяка, сурьмы, селена, теллура относительно серы. Содержание элементов в таких ореолах пониженное, вплоть до появления участков резкого обеднения. Среди нерудных минералов доминирует кварц в ассоциации с Fe-хлоритом, актинолитом, сидеритом, биотитом, рутилом, апатитом. Типоморфные элементы тыловых частей ореолов — Co, Cu, Bi, Au, As, Sr, в меньшей степени Sn, Cr, Ni, Mo, Ga, Hg, P, V. Фронтальные части ореолов обогащены Ag, Pb, Ba, Mn, F, иногда Mo. Главные нерудные минералы здесь — кальцит, барит, халцедон, гидрослюда, флюорит. В «сквозных» разломах наблюдаются признаки смешения ювенильных флюидов с метеорными водами и вынос Ag, Cu из измененных пород. В некоторых случаях элементы, характерные для фронтальных частей ореолов, находятся в их тыловой части, и наоборот. Вертикальный диапазон распространения ореолов, образовавшихся при дорудных гидротермальных изменениях типа березитизации, на отдельных рудных полях превышает 1,3 км.

Морфология ореолов тесно связана с геологической структурой месторождений. В крутопадающих разломах ореолы имеют плитовидную форму и максимально (до 500—900 м) удалены от рудных тел. На Риддер-Сокольном месторождении, представленном куполом с радиально-концентрической системой трещин, форма ореолов лакколитообразная. Наиболее мощный и интенсивный ореол с повышенным содержанием Au, Ag приурочен к сочленению трех радиальных флюидоподводящих разрывов под экраном алевропелитов, где сосредоточена основная масса руд. Ореолы меньших размеров контролируются сопряжением радиальных и концентрических трещин.

Региональные различия в составе ореолов довольно отчетливы. На многих месторождениях Центрального Казахстана в дорудных гидротермалитах выявлено высокое содержание F (до 0,9%), Cl (до 0,5%), P (до 1,1%), иногда B (до 0,1%).

Важно отметить, что ореолы, связанные с дорудными гидротермальными изменениями, не являются прямыми индикаторами сульфидного оруденения, так как гидротермальный процесс часто завершался формированием только безрудных березитов. В тех же случаях, когда в метасоматитах присутствуют руды, чаще всего наблюдается прямая связь между масштабом оруденения и интенсивностью ореолообразования. По набору элементов в ореолах можно оценить состав слепых рудных залежей, зная, во сколько раз содержание халькофилов в рудах известных месторождений выше, чем в дорудных березитах. Подсчеты, проведенные нами на Рудном Алтае, показали, что в сплошных медноколчеданных рудах эти коэффициенты концентрации в среднем составляют: Cu — 200, Zn — 70, Pb — 20, Au — 12, Ag — 12, Ba — 6, Bi — 3, S — 10, As — 3, Sb — 2. В сплошных полиметаллических рудах они равны: Cu — 50, Zn — 250, Pb — 300, Au — 40, Ag — 60, Ba — 50, Bi — 9, S — 15, As — 12, Sb — 13.

Более поздние синрудные ореолы развиты локально. Их мощность около колчеданного и медноколчеданного оруденения обычно не превышает 3—5 м, около полиметаллического, барит-свинцово-цинкового и золото-сульфидно-кварцевого — 1—2 м. Это обусловлено, по нашему мнению, резким уменьшением содержания летучих компонентов в рудообразующих флюидах. Комплексные данные, в том числе изучение флюидных включений, позволяют предполагать, что сплошные сульфидные руды образовались в результате быстрой кристаллизации высококонцентрированных в отношении рудных компонентов флюидов. Для ореольного пространства медноколчеданных руд типоморфны Cu, Co, Ni, Bi, Sn, Hg, As, иногда Mo, Se, а полиметаллических — Pb, Ag, Au, Ba, Cd,

Sb, Te, реже Mn, Sr, F. Концентрации элементов максимальны около рудных тел; на удалении они резко уменьшаются, достигая средних (фоновых) содержаний в березитах. Около медноколчеданного оруденения развиты преимущественно хлоритизация с пиритом, арсенопиритом, карбонатами, а около полиметаллического и барит-свинцово-цинкового — баритизация, карбонатизация с фенгитом, пиритом, гематитом, блеклыми рудами. Над рудными телами часто залегают карбонатные «шапки» с флюоритом, галенитом, сфалеритом, тетраэдрит-теннантитом, сульфосолями серебра. На Риддер-Сокольном месторождении содержание Au и Ag в ореолах медноколчеданных и медно-цинковых руд составляет (г/т) соответственно 0,1 и 2,9, полиметаллических — 0,2 и 4,0, барит-свинцово-цинковых — 0,6 и 5,5, что согласуется с увеличением количества благородных металлов в конечных продуктах рудного процесса.

Полученная информация о типах первичных ореолов позволяет выявить общие черты и характер эволюции ореолообразования, выработать комплекс поисково-оценочных признаков оруденения. Одной из основных особенностей ореолов является их сложный многоэлементный состав, отражающий в целом состав руд. Халькофильные элементы резко преобладают, а среди анионов сера играет ведущую роль. Галлогенидов, бора, фосфора в ореольном пространстве в основном мало. Такая геохимическая специализация ореолов проявляется и в элементах-примесях пирита, кварца из измененных пород. По мере увеличения объема кислых дифференциатов в рудовмещающих вулканитах и соответственно возрастания доли полиметаллического оруденения состав ореолов также эволюционировал. Степень концентрации Co, Ni, Cr, Cu, Sn в них уменьшается, а Pb, Au, Ag, Ga повышается. В результате одна ассоциация элементов сменяет другую. На мелких объектах с полиметаллической и барит-свинцово-цинковой минерализацией набор элементов в ореолах более ограниченный, чем на крупных месторождениях.

Центростремительный характер развития ореолов выражен тем, что их размеры постепенно сокращались, а сами ореолы сдвигались к флюидоподводящим каналам. Уровень содержаний основных элементов-индикаторов при этом имел тенденцию к возрастанию. Распределение элементов в ореольном пространстве сложное. Однако преимущественное накопление Ba, Ag, Pb во фронтальных, а Cu, Co, Bi — в тыловых частях ореолов выражено достаточно отчетливо, что соответствует данным Л. Н. Овчинникова, Э. Н. Баранова [1970] и единому ряду зональности элементов-индикаторов гидротермальных месторождений, установленному С. В. Григоряном [1973]. Усложнение зональности обусловлено, на наш взгляд, пульсационным поступлением флюидов в зону ореолообразования, их вскипанием и вследствие этого переработкой ранних ореолов. Последняя была наиболее интенсивной во флюидоподводящих каналах и включала как «пропаривание», так и механическое перемещение обломков пород. Одним из примеров такой переработки являются внутрирудные «галечные» брекчии Риддер-Сокольного, Золотушинского и других месторождений. Важную роль при этом играли процесс флюидизации и сопровождающие его явления брекчирования, диапиризма, обрушения и закупорки рудоподводящих путей [Пронин, 1978].

Преобладающая форма нахождения халькофильных элементов во всех вышеописанных типах ореолов сульфидная. Главный минерал-концентратор — пирит, в меньшей степени халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин, арсенопирит, блеклые руды. На участках с более окислительной обстановкой минералообразования заметная доля цинка, свинца сосредоточена в карбонатах и сульфатах.

Общая длительность формирования ореолов вулканического, интрузивного и гидротермального этапов составляет многие десятки миллионов лет. В частности, на Рудном Алтае образование ореолов началось в среднем девоне и закончилось, вероятно, в перми. Геохимическая близость и закономерная эволюция их состава во времени указывают на единый источник исходных флюидов. Предполагается, что им был обогащенный

серой и другими летучими компонентами верхнемантийный базальтоидный расплав, испытывавший дегазацию и дифференциацию.

При геологоразведочных работах следует учитывать, что наиболее мощные и интенсивные ореолы образовались до рудоотложения, и потому их нельзя использовать в качестве прямого индикатора скрытого оруденения. Однако они остаются одним из самых надежных косвенных указателей рудной минерализации. Использование же синрудных ореолов малоэффективно ввиду их локального распространения. По составу ореолов с учетом его эволюции во времени можно оценить состав скрытых сульфидных руд. В комплексе с другими данными сведения о составе, зональности, морфологии и размерах ореолов дают возможность судить о составе слепых рудных залежей, возможном масштабе выявленной минерализации, положении флюидоподводящих разломов и уровне эрозионного среза рудных зон. Результаты наших исследований подтверждают вывод Л. Н. Овчинникова, Э. Н. Баранова [1970] о высокой эффективности использования первичных геохимических ореолов при поисках и оценке колчеданного оруденения. При выделении и изучении их типов важное значение имеют полевые геологические наблюдения и установление последовательности геологических событий при формировании месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорян С. В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений.— Сов. геол., 1973, № 1, с. 15—33.
- Григорян С. В., Овчинников Л. Н. О поисковом и генетическом значении первичных ореолов рудных месторождений.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Ч. 1. Новосибирск: Наука, 1981, с. 37—44.
- Овчинников Л. Г., Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений.— Геол. рудн. месторожд., 1970, № 2, с. 10—24.
- Прошин А. П. Флюидизация и формирование колчеданно-полиметаллических месторождений Казахстана.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 5, с. 23—34.

Л. Н. ОВЧИННИКОВ, В. Д. БАРАНОВ, А. А. ГОЛОВИН
(СССР)

РАЗМЕРЫ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ — КРИТЕРИЙ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА АЛТАЕ

Разработанная методика количественного прогнозирования колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае опирается на принципы последовательного сужения площадей, перспективных на обнаружение оруденения, с последовательной отбраковкой участков в различном масштабе геолого-геохимического анализа: а) лишенных геохимических аномалий; б) геохимических аномалий, не связанных с процессом рудообразования — магматогенных, метаморфогенных и др.; в) химических ореолов зон рассеянной рудной минерализации или мелких непромышленных рудных тел. Дальнейшее прогнозирование и оценка рудного объекта опираются на комплекс параметров первичного геохимического ореола на основании знания градиентов концентрации элементов-индикаторов в объемной структуре металлогенического объекта и закономерностей связи состава и масштаба запасов рудных тел и первичных ореолов. Путем интерпретации различных геохимических параметров оказалось возможным определять пространственное положение, состав и масштабы оруде-

нения на значительных глубинах в соответствии с развиваемым нами направлением прикладной стереогеохимии.

Обобщенная пространственная геолого-геохимическая модель колчеданно-полиметаллического месторождения подразумевает сочетание стратиформной (субстратиформной) зоны оруденения с секущей корневой частью рудоподводящих каналов в ее лежащем боку. Богатые массивные руды развиты преимущественно в стратиформной части и в меньшей степени распространены в секущих корневых зонах. Прожилково-вкрапленное оруденение, переходящее по периферии в непромышленный первичный геохимический ореол, обрамляет массивные богатые руды преимущественно с лежащего бока стратиформной части рудной залежи и на продолжении ее по простиранию. В гораздо меньшей степени развит, а иногда практически отсутствует первичный геохимический ореол в висячем боку стратиформных залежей. В секущих корневых частях рудоносной зоны месторождения, приуроченных к линейным или трубообразным рудоподводящим тектоническим зонам — каналам, массивные или прожилково-вкрапленные руды обрамлены первичным геохимическим ореолом в большей степени по падению дорудных дизъюнктивных нарушений.

Некоторые месторождения представлены либо только стратиформными (субстратиформными), либо только секущими (корневыми) рудными телами. В структуре же аномального геохимического поля месторождения, объединяющего серию сближенных рудных тел, в любом случае можно выделить субстратиформную и секущую корневую зоны. Каждое из обособленных рудных тел сопровождается собственным первичным геохимическим ореолом, и таким образом образуется ритмичная или многофокусная структура геохимической зональности и концентрации колчеданного оруденения.

Общая площадь первичного аномального геохимического поля месторождения в проекции на плоскость рудомещающего горизонта (первичная площадь рудоотложения) изменяется от нескольких десятых до нескольких десятков квадратных километров. Мощность стратиформной части месторождения в поперечном сечении не превышает обычно 0,7—0,8 км. Секущие корневые части рудных зон распространены на глубину 2 км и более при ширине в несколько сот метров. Стратиформные части различных аномальных геохимических полей образуют почти непрерывный единый геохимический рудоносный уровень продуктивной формации со средней мощностью 400—600 м. Все первичные геохимические аномалии в пределах Алтая занимают 30% общей площади выхода дацит-липаритовой формации. (Мощность формации — 1300—2000 м).

В рудах и первичных геохимических ореолах колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая хорошо изучены закономерности распространения меди, цинка, свинца, бария, кобальта, молибдена, мышьяка, сурьмы, висмута, серебра, кадмия. Имеются данные о распределении в рудах и околорудном пространстве ванадия, хрома, марганца, стронция, никеля, галлия, таллия, олова, вольфрама, золота, серы, селена, теллура, ртути, магния, кальция, калия, натрия. Самые общие особенности первичной геохимической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений и их геохимических ореолов определяются последовательной сменой в пространстве центров тяжести и максимумов концентрации химических элементов:

W, Sn → Mo, Co, Ni → Bi, Cu → Zn, Cd → Pb → Ag, As, Au → Ba → Hg.

Важно отметить, что центральная часть стратиформной и корневой зон ореола, непосредственно окружающая рудные тела, представлена почти полным комплексом перечисленных химических элементов (рис. 1, 2). В лежащем боку геохимического ореола комплексного состава распространены главным образом медь, молибден, кобальт, висмут, а в самых корневых тыловых частях аномального геохимического поля месторождения развиты ореолы олова и вольфрама. Верхи первичного геохимического ореола представляют преимущественно свинец, барий, сурьма, серебро

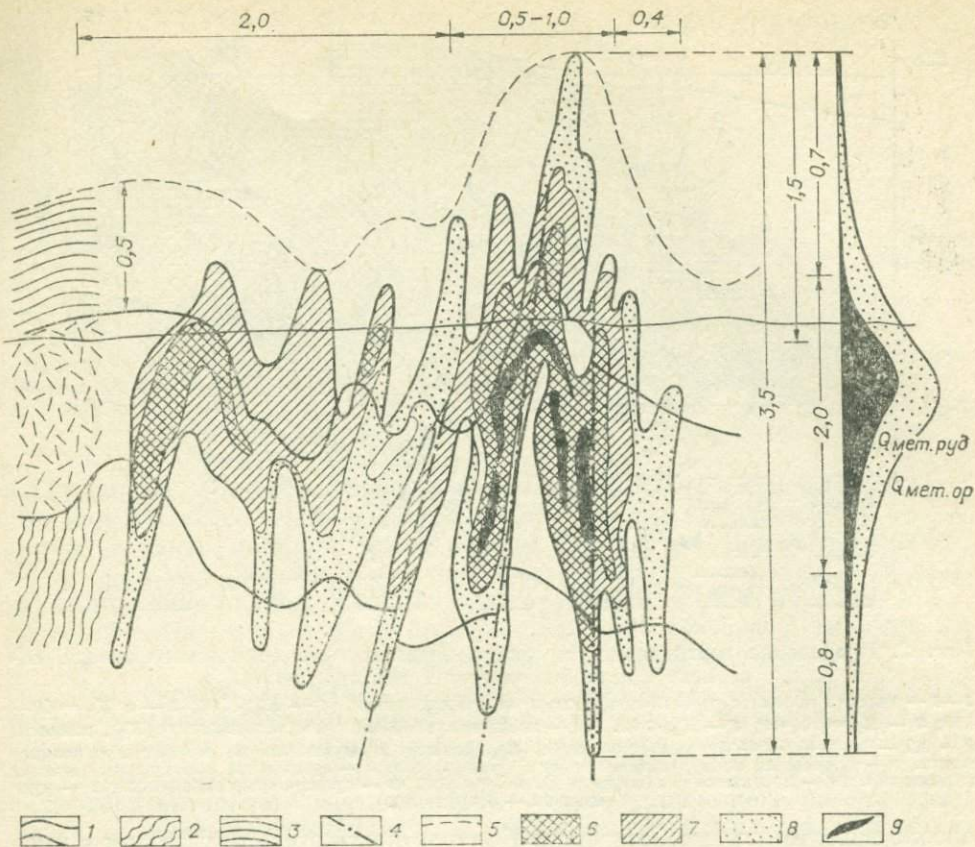


Рис. 1. Основные параметры первичного геохимического ореола по разрезу Зыряновского месторождения.

1 — границы рудовмещающей дацит-липаритовой формации (средний девон). 2 — додевонская песчано-сланцевая (карбонатно-терригенная) формация. 3 — флишоподная формация среднего — верхнего девона. 4 — разрывные нарушения. 5 — контур наивысшего распространения первичного геохимического ореола в стратиграфическом разрезе. 6 — геохимический ореол комплексного состава. 7, 8 — участки ореола с коэффициентами зональности: 7 — с $K_z > 0,5$; 8 — с $K_z < 0,5$. 9 — основные рудные тела. Сбоку — график весового соотношения запасов металлов в руде и ореоле. Цифры — интервалы (км).

(см. рис. 1). Соотношение нормированных по фону концентраций надрудных (фронтальных) и подрудных (тыловых) химических элементов ореола, чаще всего называемое коэффициентом зональности

$$\left(K_z = \frac{Pb + Zn + Ba + Ag}{Cu + Mo + Co + Bi} \approx \frac{Pb + Zn}{2Cu} \right),$$

ритмично (волнообразно) возрастает с приближением к рудному телу не только в направлении от лежачего бока к висячему, но и по простиранию рудной зоны. Аналогичное изменение в пространстве имеет и показатель интенсивности оруденения — сумма коэффициентов аномальности основных металлов (меди, цинка и свинца). Устойчивость градиентов этих показателей в логарифмическом масштабе позволяет применять методы экстраполяции или интерполяции для прогнозного оконтуривания рудных тел (см. рис. 2).

Наименьшие значения этих градиентов — по простиранию стратиформных зон, наибольшие — по их мощности. Таким образом, изменение обоих упомянутых показателей отражает элементы многофокусной ритмично-зональной концентрической структуры первичной геохимической зональности колчеданно-полиметаллических месторождений. Элементы концентрической зональности хорошо отражает показатель соотношения $\frac{Pb \cdot Cu \cdot Zn}{V \cdot Cr \cdot Mn}$ привноса халькофильных элементов и выноса на периферию

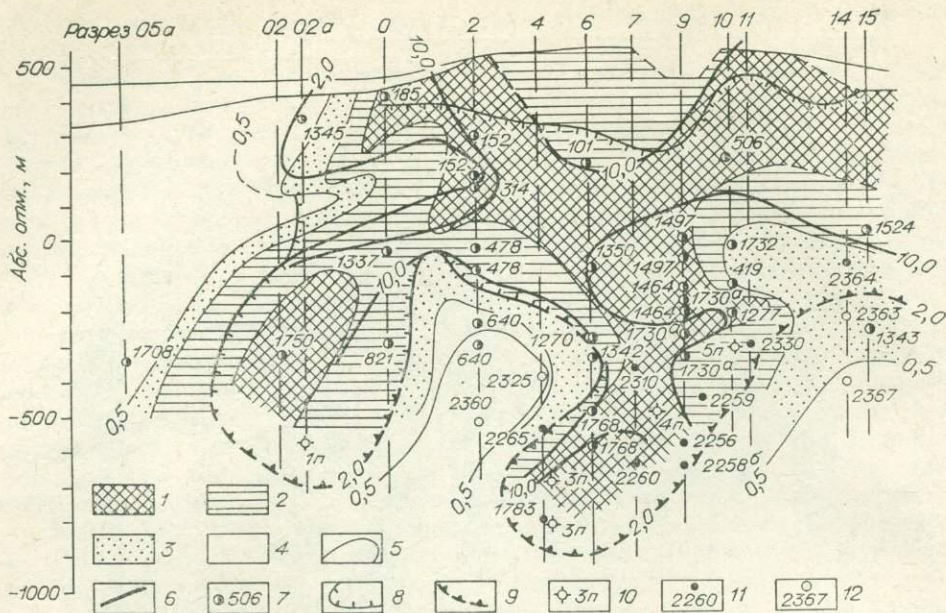


Рис. 2. Продольная вертикальная проекция первичного геохимического ореола северного крыла Зырянского месторождения.

1—4 — участки ореола с суммой коэффициентов аномальности: 1 — $K_a > 150$; 2 — с $K_a = 40—150$; 3 — $K_a = 10—40$; 4 — $K_a < 10$. 5, 6 — изолинии коэффициента зональности (K_z), равного: 5 — 0,5 — 2; 6 — 10,7 — буровые скважины, пройденные и изученные на момент прогнозирования. 8 — суммарный контур установленных рудных тел. 9 — суммарные контуры намеченных рудных тел. 10 — проектные скважины и их номера. 11, 12 — проверочные скважины (11 — рудные, 12 — безрудные).

ореола ванадия, хрома, марганца. Контрастность этого показателя в пространстве прямо пропорциональна интенсивности (масштабу) концентрации оруденения.

Прогнозное оконтуривание рудных тел, конечно, должно проводиться с учетом суммарного минерального или химического состава руд месторождения — соотношения меди, цинка и свинца. Ожидаемый состав руд прогнозируемого месторождения может быть определен на основании районирования провинции или рудного района по региональной геохимической зональности и по составу первичного геохимического ореола (ранжированному ряду элементов-индикаторов или по коэффициенту формационной принадлежности) (см. таблицу).

Соотношение запасов основных металлов (меди, цинка и свинца) в рудном теле и окружающем его ореоле зависит главным образом от соотношения их объемов. Колебания средних и бортовых содержаний для

Определение формационного типа месторождения по составу первичных ореолов и коэффициенту формационной принадлежности $K_{\phi} = \frac{Au \cdot Cd \cdot As \cdot Ba}{Ag \cdot Zn \cdot Pb \cdot Cu}$

Тип месторождения	Соотношение продуктивностей элементов-индикаторов	(K_{ϕ})
Барит-полиметаллический	$Pb > Ag, Au > Zn, Cd > Ba > As > Cu > Mo > Bi > Co > Sn$	$1,4 \cdot 10^{-1}—1,2 \cdot 10$
Полиметаллический	$Pb > Zn > Co > Ag > Cd > Ba > Au, Mo > As, Bi > Co, Sr > Sn > W, Hg$	$1,3 \cdot 10^{-2}—2,4 \cdot 10^{-1}$
Колчеданно-полиметаллический	$Zn > Cu > Pb > Mo > Ag > Co > Bi > Au > Ba > Sr, As, Sn, Cd, W, Sb > Hg$	$1,0 \cdot 10^{-5}—0,7 \cdot 10^{-3}$
Медно-цинковый	$Cu > Zn, Mo > Pb, Co > Bi, Ba > Sn > Ag > As, Sb, Cd, Hg$	$0,8 \cdot 10^{-7}—0,4 \cdot 10^{-5}$

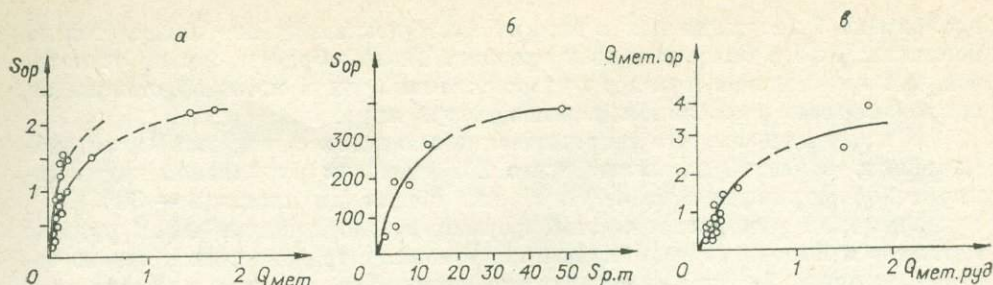


Рис. 3. Графики соотношения. Все расчеты даны в усл. ед.

a — площадь выхода ореола на эрозивный уровень рудоносной формации ($S_{ор}$) — суммарные запасы металла в месторождении ($Q_{мет}$); *б* — площади сечения рудного тела ($S_{р.т}$) — площади сечения первичного ореола комплексного состава ($S_{ор}$); *в* — запасы металлов в ореоле ($Q_{мет.ор}$) — запасы металлов в рудных телах ($Q_{мет.руд}$).

колчеданных месторождений в общем незначительны, и можно считать, что определяющее значение в различии масштаба месторождения по запасам основных металлов имеют объемы рудных тел. Полностью оконтурить ореол месторождения или даже отдельного рудного тела — не всегда выполнимая задача. Однако часть первичного ореола, имеющая комплексный состав, включающая примерно около 80% запасов основных металлов всего ореола, оконтуривается вполне определенно.

Большинство известных алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений в той или иной степени вскрыты эрозией, т. е. имеют выход на поверхность рудовмещающей формации, либо рудных тел, либо их первичных ореолов комплексного состава. Соотношение площадей полного горизонтального сечения первичного геохимического ореола комплексного состава с коэффициентом аномальности (K_a) свыше 40 и общих запасов металла месторождений показывает отчетливую экспоненциальную зависимость между этими двумя величинами (рис. 3, *a*). Наметилось отчетливое раздвоение графика. Две линии на рис. 3 такой зависимости, очевидно, отражают два структурно-морфологических типа рудных тел. Этот факт указывает на то, что при количественном геолого-геохимическом прогнозировании необходимо проведение структурно-морфологического анализа условий залегания рудоносной формации. На рис. 3 (*б*) показаны соотношения площадей сечения рудных тел и их первичных геохимических ореолов с таким же экспоненциальным характером изменения.

Можно предположить, что площадь сечения первичного геохимического ореола комплексного состава колчеданно-полиметаллического месторождения прямо пропорциональна его полному объему, что, очевидно, возможно только при относительной изометричности аномальных геохимических полей колчеданных месторождений в независимости от структурно-морфологических особенностей их рудных тел.

На рис. 3 (*в*) приведена зависимость соотношения запасов металла в ореоле и рудном теле от размера месторождения. Здесь также установлен экспоненциальный характер этой зависимости:

$$Q_{руд}^{мет} = a \cdot e^{b Q_{ор}^{мет}},$$

где a и b — коэффициенты, определяющие состав рудовмещающей формации и геохимический тип месторождения.

Общий характер этой зависимости заключается в том, что чем крупнее месторождение, тем меньшая доля запасов металлов его заключена в первичном геохимическом ореоле. В небольших по размерам месторождениях главная масса основных металлов рассеяна в первичном геохимическом ореоле. В колчеданных месторождениях с максимальными, предельными для той или иной рудоносной формации запасами основных металлов в руде, соотношение запасов металлов в первичном ореоле и ру-

дах близко 1 : 1, тогда как в мелких месторождениях оно изменяется до величины 1 : 5 и более в пользу ореолов. Таким образом, можно считать, что чем интенсивнее процесс рудоотложения, тем в меньшей степени он сопровождается рассеянием во вмещающих породах.

В итоге отметим, что геохимические аномалии с коэффициентом аномальности более 40 занимают всего 2% площади рудоносной липаритовой формации Алтая (тогда как общая их площадь — 30%).

Удельная рудоносность этой формации (соотношение весов рудных металлов и породы формации) при современных требованиях к сырью составляет около $2 \cdot 10^{-6}$. Учитывая, что содержание металла в ореоле примерно на два порядка ниже, чем в руде, нетрудно подсчитать соотношение запасов металла в первичных геохимических ореолах и в рудных телах. В целом для формации это соотношение примерно равно 100 : 1 в пользу ореолов. Таким образом, большая часть геохимических аномалий, даже с $K_a = 40_x$ не связана с промышленной концентрацией руд. Раньше мы отмечали, что соотношение концентрированного и рассеянного оруденения в пределах рудоносной формации закономерно меняется в пространстве и отчетливо зависит от глубины строения земной коры и связанного с ним состава вулканитов формации.

Итак, количественное прогнозирование колчеданно-полиметаллического оруденения по первичным геохимическим ореолам возможно с учетом сложных закономерностей весового и объемного соотношения запасов металлов в рудных телах и ореолах. Прежде всего это соотношение определяется составом рудоносной формации, от которого зависят масштаб и характер распределения запасов металлов в месторождениях. Структурно-морфологические особенности сочетания концентрированного и рассеянного оруденения также зависят от условий образования и строения рудоносной формации.

Г. Н. ПШЕНИЧНЫЙ, Г. Н. ЗАСУХИН

(СССР)

РТУТЬ В РУДАХ И ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛАХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА И ЕЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ ОЦЕНКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Работами многих исследователей в различных регионах показана важная роль ртути в формировании гипогенных геохимических ореолов сульфидных месторождений и эффективность применения ее как элементного индикатора глубокозалегающих месторождений различных генетических типов. С этих позиций авторами статьи изучалось распределение ртути при проведении комплексных минералого-геохимических исследований на 16 колчеданных месторождениях региона. Ртуть определялась на ртутно-абсорбционном фотометре и спектральным методом с чувствительностью $1 \cdot 10^{-7}$ и $3 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-6}$ %. В рудах ряда месторождений и минералах ртуть определялась в камерных угольных электродах с использованием двойной дуги (чувствительность $2 - 3 \cdot 10^{-5}$ %). Проанализировано около 9000 проб, в том числе около 6500 проб пород, свыше 1900 проб руд и около 600 проб минералов.

Месторождения колчеданного типа залегают среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, претерпевших региональный метаморфизм в условиях зеленосланцевой и пренит-пумпеллитовой фаций. Они пространственно и парагенетически связаны с контрастно и последовательно дифференцированными липарит-базальтовыми и базальт-андезит-липаритовыми формациями силурийского и девонского возраста и приурочены

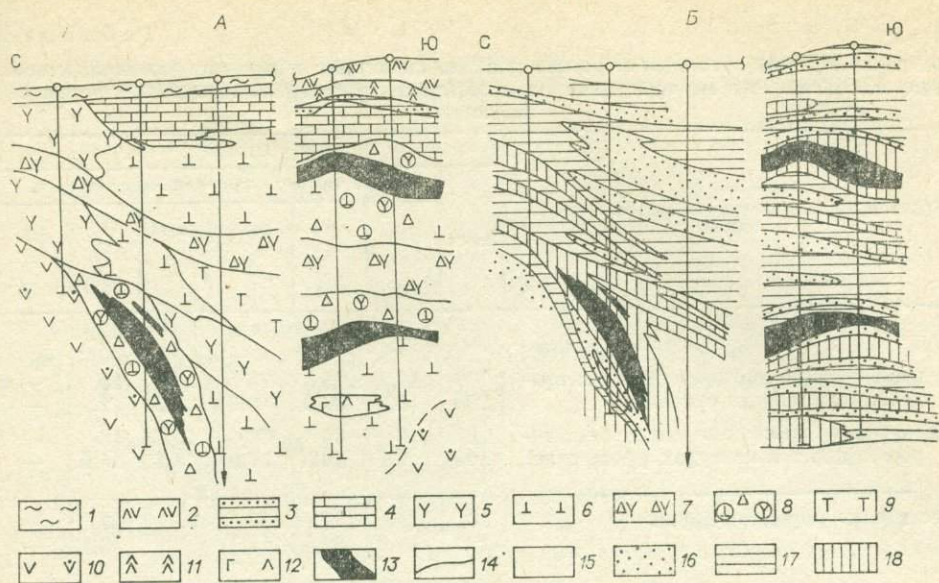


Рис. 1. Узельгинское месторождение. Фрагменты продольного разреза. А — геологическое строение; Б — эндогенный ореол ртути.

1 — четвертичные глины и суглинки; 2 — пироксен-плагиоклазовые порфириты; 3 — переслаивание кремнистых сланцев, туффигов, туфопесчаников; 4 — известняки; 5 — кварцевые дацитовые порфириты; 6 — кварцевые липаритовые порфиры; 7 — эруптивные брекчи дацитовых порфиритов; 8 — эксплозивные брекчи; 9 — крупнокварцевые андезито-дацитовые порфириты; 10 — миндалекаменные базальтовые порфириты; 11 — диабазы крупнозернистые (силлы); 12 — габбро-диабазы; 13 — рудные тела; 14 — геологические границы; 15 — участки пород, не исследованных на ртуть; 16—18 — содержание ртути (%): 16 — менее $1 \cdot 10^{-6}$, 17 — $1 \cdot 10^{-6}$, 18 — более $8 \cdot 10^{-6}$.

в основном к крупным отрицательным структурам. Для месторождений характерен следующий типовой разрез: 1) подстилающие вулканиты базальтового состава; 2) рудоносный вулканогенный комплекс с участием пород основного и кислого состава; 3) покрывающие вулканомиктовые отложения; 4) завершающие терригенные образования. Рудовмещающие породы претерпели интенсивные гидротермально-метасоматические изменения.

Месторождения характеризуются разнообразием минерального и химического состава. Общее количество гипогенных рудных минералов достигает нескольких десятков. Однако к числу сквозных главных сульфидов относятся лишь пирит, халькопирит и сфалерит. На отдельных месторождениях в значительных количествах встречаются пирротин, марказит, гипогенный борнит, блеклая руда. Второстепенные минералы — галенит, магнетит, арсенопирит. По генезису месторождения в целом являются полигенными и полихромными образованиями.

Наиболее полные данные по геохимии ртути получены на Гайском и Узельгинском месторождениях.

На Узельгинском месторождении распределение ртути в рудовмещающих породах изучено в двух взаимоперпендикулярных разрезах. Продольный разрез своим южным фрагментом пересекает залежи V и IV в участке с этажно расположенным оруденением (рис. 1). При чувствительности анализа $1 \cdot 10^{-6}$ % ртуть обнаружена в 52,4% проб (табл. 1).

Для пород Узельги характерны содержания ртути от $1 \cdot 10^{-6}$ до $n \cdot 10^{-3}$ %. В северной части месторождений (см. рис. 1), вблизи рудного тела ртуть обнаруживается по всей мощности вскрытых буровыми скважинами пород (до 1100 м). Она образует сплошной ореол асимметричного строения висячем и лежащем боках рудного тела. Для ореола характерны содержания ртути $n \cdot 10^{-5}$ %. Наиболее высокие содержания (до $n \cdot 10^{-3}$ %) наблюдаются в висячем боку. Ореол ртути прослеживается выше рудного тела более чем на 400 м и выходит на дневную поверхность под рыхлые отложения. На флангах прерывистый ореол ртути прослеживается до 500 м от рудного тела.

Содержание ртути в горных породах, дайках, сплошных и прожилково-вкрапленных рудах Узельгинского месторождения и особенности распределения ее по классам содержаний

Краткая характеристика объектов исследования	Пробы						
	Всего	В том числе с содержаниями ртути, %					
		Не обн.	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2}$
<i>Рудовмещающие породы и дайки</i>							
Рудовмещающие породы и дайки в пределах эндогенного ореола	779	411	263	72	18	15	—
	100	52,9	33,8	9,2	2,3	1,9	—
Маломощные прослои незамещенных пород и дайки в контурах рудных тел	82	8	16	31	15	12	—
	100	9,7	19,5	37,9	18,3	14,6	—
Все горные породы и дайки	861	419	279	103	33	27	—
	100	48,6	32,4	11,9	3,9	3,1	—
<i>Сплошные и прожилково-вкрапленные руды</i>							
Пирротинсодержащие руды нижнего рудоносного горизонта	23	18	4	1	—	—	—
	110	78,3	17,4	4,3	—	—	—
Колчеданные руды, пирит которых образовался в результате дисульфидизации пирротина	67	34	16	12	4	1	—
	100	50,8	23,9	17,8	5,9	1,5	—
Остальные минеральные типы колчеданных руд	578	8	46	125	135	232	32
	100	1,4	8	21,3	23,2	40,2	5,5
Все сульфидные руды	668	60	66	138	139	233	32
	100	9,0	9,9	20,6	20,8	34,9	4,7

Примечание. Верхняя строка — общее количество проб, нижняя — относительное количество, %.

В маломощных (до 1,5—2 м) прослоях пород и дайках, попадающих в контуры сульфидных руд, содержание ртути возрастает на порядок и более. В рудах содержание ртути возрастает на 1—2 порядка и колеблется от $1 \cdot 10^{-6}$ до $9 \cdot 10^{-2}$ % (см. табл. 1).

Особенности распределения ртути в рудах в зависимости от их минерального состава сводятся к следующему. Бедны ртутью пирротинсодержащие руды (см. табл. 1). Несколько выше ее содержания в рудах, пирит которых образовался в результате дисульфидизации пирротина. Наиболее обогащены ртутью богатые теннантит-сфалерит-пиритовые и сфалерит-пиритовые руды, а затем теннантит-халькопирит-сфалерит-пиритовые, халькопирит-пиритовые и существенно пиритовые руды, что свидетельствует о преимущественном ее накоплении в завершающие стадии рудообразования.

В ореоле Гайского месторождения содержание ртути изменяется от $1,5 \cdot 10^{-6}$ до $6,2 \cdot 10^{-3}$ %, но, как правило, не превышает $7 \cdot 10^{-5}$ %. В блоке верхнего рудного тела ореол ртути выражен слабо. Нижние рудные тела сопровождаются мощным ореолом ртути, наиболее контрастные зоны которого вытянуты вдоль рудных тел и приурочены к их апикальным частям. Наблюдается зональное распределение ртути в ореоле, максимальные содержания отмечаются в зоне сплошных руд и породах висячего бока.

Количественная оценка распределения ртути по мощности зоны крутопадающих рудных тел получена путем подсчета средних арифметических содержаний по сечениям шириной 50 м, ориентированным вдоль линии падения рудных тел (табл. 2), и по вертикали подсчетом средних содержаний по восьми горизонтальным сечениям (рис. 2). Данные графиков позволяют сделать следующие выводы.

Распределение ртути в эндогенном ореоле Гайского месторождения

Сече- ние	Интервал	Кол-во проб	Среднее содержа- ние рту- ти, %	Сече- ние	Интервал	Кол-во проб	Среднее содержа- ние рту- ти, %
I	Надрудный	5	$2 \cdot 10^{-5}$	IV	Рудный	20	$8 \cdot 10^{-5}$
II	»	14	$3 \cdot 10^{-5}$	V	»	16	$3 \cdot 10^{-5}$
III	»	14	$9 \cdot 10^{-5}$	VI	Подрудный	11	$1 \cdot 10^{-5}$

Среднее содержание ртути в ореоле в целом по валовым пробам характеризуется высокой стабильностью, колеблясь в пределах $(2-3) \cdot 10^{-5} \%$. Только в верхней части надрудной толщи оно несколько ниже и составляет $6 \cdot 10^{-6} \%$.

В валовых пробах с пиритом отмечается увеличение содержания ртути до $9 \cdot 10^{-4} \%$ в верхней части ореола (сечения III и IV).

Максимальные содержания ртути в пиритной составляющей ореола наблюдаются во II и III сечениях и достигают соответственно $2 \cdot 10^{-2} \%$ и $2 \cdot 10^{-3} \%$, нижерасположенные сечения характеризуются более низкими (на 1—2 порядка) содержаниями.

В сплошных рудах максимальные содержания ртути наблюдаются в III сечении. Вверх и вниз от него содержания уменьшаются.

Наименее изучен вопрос о формах нахождения ртути на месторождениях колчеданной формации. В рудах многих месторождений Урала известны находки собственных минералов ртути. Так, в рудах месторождений Сибай, Гай, Учалы и им. III Интернационала обнаружены единичные зерна киновари, а на Узельгинском и им. XIX Партсъезда — колорадоит. Известны находки киновари в шлифах из рыхлых отложений в пределах различных колчеданоносных площадей [Эпштейн, 1972]*. Количественная роль собственных минералов ртути в общем ее балансе невелика, преобладают, вероятно, различные формы вхождения ее в другие мине-

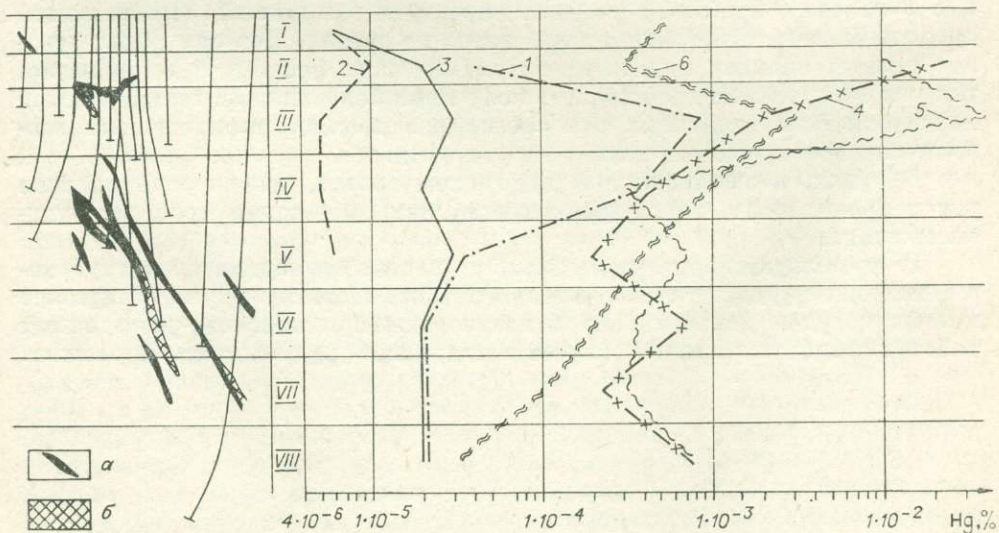


Рис. 2. Содержания ртути по вертикали в эндогенном ореоле и рудных телах Гайского месторождения.

1 — для пород с вкрапленностью пирита; 2 — для пород без видимой вкрапленности пирита; 3 — в целом по результатам анализа валовых проб; 4 — в пиритной составляющей ореола; 5 — в сплошных рудах, по данным анализа на ДФС-13; 6 — в сплошных рудах, по данным анализа на КазРАФ. а — сплошные и б — вкрапленные руды. I—VIII — сечения.

* Эпштейн Р. Ю. О перспективах поисков месторождений киновари в Башкирии. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. 5. Магматизм и металлогения. Уфа, 1972, с. 247—251.

ралы, и прежде всего в сульфиды. Основными рудными минералами-концентраторами ртути на изученных месторождениях являются блеклые руды, сфалерит, галенит, в меньшей степени борнит, халькопирит, пирит. Содержание ртути в первых трех минералах достигает 0,5—1,5%, а в блеклой руде — даже 3%. Среди нерудных минералов ртуть в основном концентрируется в хлоритах, карбонатах, барите, где ее содержание может достигать 0,005%.

Анализ изложенного материала, а также данные по другим колчеданным месторождениям позволяют сделать следующие выводы.

На месторождениях колчеданного типа Южного Урала постоянно присутствует ртуть, генетически связанная с формированием рудных тел, вокруг которых ртуть образует отчетливые ореолы асимметричного строения с преимущественным их развитием в надрудных частях разрезов.

Концентрации ртути в рудах и эндогенных ореолах распределяются зонально. Максимальные значения содержания ртути отмечаются в верхних горизонтах рудных тел и в висячих боках ореолов.

Размеры ореолов ртути на исследованных месторождениях варьируют в широких пределах, зависящих от многих факторов. Эффективные размеры ореолов ртути при этом соизмеримы с размерами ореолов мышьяка, меди и цинка и часто превышают их в 1,5—2 раза в плане и по глубине.

Ореолы и рудные тела отдельных месторождений характеризуются различными средними и максимальными величинами содержания ртути, которые определяются, вероятно, геохимической специализацией рудо-генерирующих источников, условиями формирования руд и продолжительностью процессов рудоотложения. Определенную роль играют масштабы оруденения, а также внутри- и послерудные процессы метаморфизма.

Ртуть на месторождениях колчеданной формации встречается в виде собственных минералов (киноварь, колорадоит), а также в виде примеси в других минералах.

В ореолах ртуть концентрируется главным образом в сульфидной составляющей ореола, представленной преимущественно пиритом. Содержание ртути в пиритах в 10—1000 и более раз превышает ее содержание в валовых пробах. Распределение ртути в пиритной составляющей ореолов более асимметрично, чем в целом по ореолу. Поэтому использование данных анализа пирита при геохимических поисках целесообразно, так как обеспечивает возможность получения более полной геохимической характеристики отдельных зон ореола и позволяет повысить достоверность прогнозирования слепого оруденения.

В рудах, а возможно и в эндогенном ореоле, основное накопление ртути происходило, вероятно, в заключительные стадии процесса рудоотложения.

Ртуть в эндогенном ореоле является надежным индикатором глубоко-залегающих рудных тел колчеданного типа. Поэтому ртутометрические методы могут и должны быть использованы при поисково-разведочных работах на перекрытые и глубокозалегающие рудные тела и залежи.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

В. В. КУНИЦЫН, Р. А. БАУМШТЕЙН, Р. В. ГРАБЕКЛИС

(СССР)

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

При всем разнообразии типов золоторудных месторождений Восточной Сибири главная роль принадлежит гидротермальным жильным. Они наиболее полно изучены, в том числе и в геохимическом отношении. Поэтому все, что будет изложено ниже, касается в основном месторождений этого генетического типа.

Оценка состава золоторудных образований на предлагаемой схеме (рис. 1) основана на анализе количественных соотношений устойчивых минеральных ассоциаций. Сопоставление месторождений и рудопроявлений проведено по набору, последовательности, составу, соотношению и температуре формирования этих ассоциаций. Так как в процессе формирования золотого оруденения минеральные ассоциации не повторяются, состав и последовательность их однозначно указывают на принадлежность рудных образований к той или иной минерагенической группе*, а набор ассоциаций и количественные соотношения между ними определяют минеральный тип месторождения.

Рудные объекты на схеме расположены в порядке возрастания роли все более поздних минеральных ассоциаций. Анализ полученного таким образом ряда позволяет выделить в нем по особенностям состава семь типов месторождений и рудопроявлений: ушумунский, ключевской, карийский, дарасунский, козловский, золото-полиметаллический и ба-лейский.

На исследованных золоторудных объектах установлено, что первичные ореолы образуют золото, серебро, мышьяк, сурьма, висмут, вольфрам, медь, свинец, цинк, молибден, бор, ртуть, кобальт, олово, литий, германий, марганец, хром, никель, церий, лантан, цирконий, стронций и барий. При этом наиболее широко развиты ореолы первых тринадцати элементов. Реже отмечаются ореолы лития, германия и марганца, а ореолы остальных элементов зафиксированы лишь в единичных случаях.

На большинстве месторождений первичные ореолы имеют сложную морфологию и сложное внутреннее строение, что обусловлено взаимоналожением частных ореолов отдельных пространственно сближенных рудных тел. Залегание ореолов согласуется с залеганием рудных тел, а размеры их во много раз больше последних. Наиболее широкими являются ореолы у минерализованных штокверковых зон и жил с прожилково-вкрапленной оторочкой (десятки и сотни метров). Ширина ореолов монолитных жил редко превышает первые метры. В участках разветвления жил на мелкие прожилки ореолы резко расширяются. Все это показывает, что по размерам ореолов можно в ряде случаев судить о морфологическом типе рудных тел.

По восстанию наиболее протяженны ореолы крутопадающих рудных тел. Они прослеживаются на значительное расстояние даже после выклинивания продуктивного оруденения. С учетом того, что на исследован-

* По существу, выделенные минерагенические группы могут рассматриваться как рудные формации.

Тип месторождений	Измененные объекты	Ореолообразующие элементы																							
		Au	Ag	As	Sb	Bi	W	Cu	Pb	Zn	Mo	Sn	Co	Zi	B	Ni	Cr	Fe	Mn	Ba	Hg	Ce	La	Zr	Sr
Балейский	1	●	●	●	●			●	●	●											●				
	2	●	●	●	●			●	●	●								●				●			
	3	●	●	●	●			●	●	●								●				●			
Золото-полиметаллический	1	●	●	●	●			●	●	●						●				●	●				
	2	●	●	●	●			●	●	●				●		●	●			●					
	3	●	●	●	●			●	●	●				●		●	●			●					
	4	●	●	●	●			●	●	●				●		●	●			●					
	5	●	нд	●	●			●	●	●				●		●	●			●					
Дарасунский	1	●	●	●	●			●	●	●						●									
	2	●	●	●	●			●	●	●						●									
	3	●	●	●	●			●	●	●						●						●			
	4	●	●	●	●			●	●	●						●									
	5	●	●	●	●			●	●	●						●	●								
	6	●	●	●	●			●	●	●						●	●						●	●	●
Карийский	1	●	●	●	●			●	●	●						●									●
	2	●	●	●	●			●	●	●						●					●				●
	3	●	●	●	●			●	●	●						●									●
	4	●	●	●	●			●	●	●						●									●
Ключевской	1	●	●	●	●			●	●	●					●										
Ушумунский	1	●	●	●	●			●	●	●					нд										



Рис. 2. Состав первичных ореолов золоторудных месторождений.

1 — главные элементы-индикаторы оруденения; 2 — второстепенные элементы-индикаторы оруденения; 3 — элементы, образующие ореолы слабой интенсивности, но являющиеся индикаторами зональности, связь с золотом обнаруживается не всегда; 4 — элементы-индикаторы оруденения, не образующие сплошных ореолов; 5 — элементы, образующие ореолы выноса вокруг рудных тел; н. д. — данных нет.

ных золоторудных месторождениях Восточной Сибири доминируют крутопадающие рудные тела, это обстоятельство имеет немаловажное значение для оценки рудных объектов по их первичным ореолам, установленным при опробовании поверхности коренных пород.

Из всех геологических факторов первичные ореолы обнаруживают наиболее существенную связь с гидротермальными изменениями вмещающих пород. В ряде случаев устанавливается даже прямая зависимость между интенсивностью ореолов и интенсивностью гидротермальных (околорудных) изменений. Однако размеры ореолов обычно значительно превышают мощность околорудно измененных пород.

По имеющимся данным основными элементами-индикаторами золотого оруденения являются, кроме золота, серебро, мышьяк, сурьма, висмут, вольфрам, медь, свинец, цинк и ртуть (рис. 2). Они имеют положительную корреляционную связь с золотом и образуют наиболее интенсивные и контрастные ореолы. В различных типах месторождений значение этих элементов различно. К числу второстепенных элементов-индикаторов для отдельных месторождений кроме названных выше десяти элементов, относятся молибден, олово, кобальт, бор, германий. Эти элементы, кроме бора, образуют, как правило, ореолы слабой интенсивности и незначительных размеров. К элементам совершенно не типичным для первичных ореолов изученных золоторудных месторождений региона относятся хром, никель, бериллий и марганец.

Для высокотемпературных месторождений ушумунского, ключевского и карийского типов главными элементами-индикаторами орудене-

Вертикальная зональность первичных ореолов основных типов золоторудных месторождений

Тип золоторудных месторождений	Ряд вертикальной зональности (сверху вниз)
Балейский	Hg — Cu — Sb — As — Ag — Au — Pb
Золото-полиметаллический	Au — As — Sb — В — Pb — Cu — Zn — Ag — Hg
Козловский	Hg — Sb — Pb — As — Ва — (Ag, Zn) — Cu — Au — Co — Li — W — Mo — Bi — Sn
Дарасунский	Pb — As — Zn — Ag — Au — Bi — Cu — W — В — Co — Mo — Sn
Карийский	Pb — W — As — Zn — Au — Cu — Ag — Bi — Mo — Co — Sn
Ключевской	Mo — W — Cu — Ag — Bi — As — Au — В
Ушумунский	Ag — Pb — Au — (As, Mo) — Cu — Bi — W
Обобщенный ряд	Hg — Sb — Pb — As — Zn — Ag — Au — Cu — W — Bi — Mo — В — Co — Li — Sn

ния являются золото и висмут, а на отдельных месторождениях — также серебро, мышьяк, вольфрам и медь, второстепенными — молибден, олово, бор, кобальт, иногда свинец и цинк.

Главные элементы-индикаторы оруденения на среднетемпературных месторождениях дарасунского типа — золото, серебро, мышьяк, для большей части месторождений — также медь. Висмут и вольфрам теряют значение главных и переходят в категорию второстепенных элементов-индикаторов. Несколько большее значение приобретают свинец и цинк, которые для части месторождений являются уже главными элементами-индикаторами. Интенсивность их при этом возрастает незначительно. Довольно интенсивные ореолы на некоторых месторождениях (Казаковско-Ключевское) образует бор. Молибден, олово, кобальт и литий для месторождений этого типа нехарактерны.

В первичных ореолах месторождений козловского типа ведущими являются золото, серебро, мышьяк, сурьма, свинец и медь. Вольфрам, висмут и молибден в качестве второстепенных элементов-индикаторов оруденения характерны для отдельных месторождений этого типа.

Золото-полиметаллические месторождения характеризуются интенсивными ореолами свинца, цинка, ртути и бария. Главными элементами-индикаторами оруденения являются золото, серебро, свинец, цинк, ртуть, второстепенными — мышьяк, сурьма, медь.

На низкотемпературных месторождениях высокоинтенсивные ореолы образуют золото, серебро, мышьяк, сурьма и ртуть. В качестве второстепенных элементов-индикаторов оруденения могут быть названы медь, свинец и цинк, образующие ореолы слабой интенсивности.

Для выявления вертикальной зональности первичных ореолов использован метод составления рядов зональности по изменению продуктивности моноэлементных ореолов, предложенный С. В. Григоряном [1971; Беус, Григорян, 1975]. Сравнение полученных таким методом рядов показывает, что каждое месторождение имеет свою, только ему присущую, зональность. Вместе с тем между рядами зональности месторождений, относящихся к одному и тому же минеральному типу, наблюдается много общего. Эти общие свойства зональности дают возможность по средним порядковым номерам элементов составить обобщенные ряды зональности для выделенных типов месторождений (см. таблицу). Сравнительный анализ их позволяет выявить определенные закономерности. Так, устойчиво надрудными элементами являются ртуть, сурьма, серебро, свинец (за исключением ряда балейского типа). Группу устойчиво подрудных элементов составляют олово, молибден, литий, кобальт, висмут и бор. Неустойчивое положение по отношению к золоту занимают медь, мышьяк, цинк. Место золота в рядах зональности непостоянно и определяется типом месторождений. На наиболее высокотемпературных место-

рождениях ушумунского типа золото в ряду зональности располагается выше мышьяка и меди, имея порядковый номер 3. На месторождениях карийского и дарасунского типов порядковый номер золота 5, оно находится ниже мышьяка и цинка, но выше меди. В ряду зональности месторождений козловского типа золото занимает еще более низкий уровень (порядковый номер 9), располагаясь ниже мышьяка, цинка и меди. Выше золота медь и мышьяк расположены и в ряду балецкого типа. Таким образом, намечается определенная закономерность в изменении положения золота в рядах зональности ореолов месторождений различных типов. Она выражена в том, что от высокотемпературных месторождений к низкотемпературным золото в рядах зональности постепенно смещается вправо, и происходит увеличение числа надрудных элементов. Наиболее вероятной причиной такого смещения золота является, по-видимому, увеличение во все более низкотемпературных месторождениях роли сульфоселей.

ТИП МЕСТО-РОЖДЕНИЙ	Hg	Sb	Ba	Ag	Pb	As	Au	Zn	Cu	Bi	W	Mo	Sn	B	Co	минералы
Балецкий																q, kl, ci, ant (fh, cv, py, ms, rg)
																q, kl, pr, py, ms (bu, chp, ar, ca)
																q, py, ms, gn, ar (chp, pyr, kl, src)
Золото-поли-металлический																gn, ant, ci (q, do, ca)
																chp, gn, fh, epl, arg (q, do, bu, ci)
																py, ar, epl (q, pyr, ms, chp)
Козловский																q, gn, ant, ar (py, epl, fh, chp, ci, ca)
																q, chp, ar, gn, epl, py (b, fh)
																q, py, chp, epl, sh (ms, mo, gn)
																q, gn, epl, py, ca (arg, fh)
																q, ar, py, chp (gn, epl, bu)
																q, py, ar (chp, pyr, ld)
Дарасунский																q, ar, py (gn, epl, ca)
																gn, epl, ar (q, py)
																fh, ar, pyr, chp (gn, epl, q)
																chp, tu (ar, q, pyr, py, gn, epl)
																tu, q (py, chp, ar, gn, epl, sh, ml)
Карийский																ml, sh, q, ac (ar, gn)
																ml, q, ac, sh (chp, ar, ms)
																ml, q, ac (sh, chp, mo, py, tu)
Ключевской, Ушумунский																q, gn, fh, lu (py, ms, bg, jm)
																q, ar, py, chp, b, lu (mo, sh, gn)
																q, b, py, chp, sh, lu (ar, ld, mo, gnb, pyr)

Рис. 3. Минералого-геохимическая зональность золоторудных месторождений. Минералы обозначены по инструкции «Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50000 (1 : 25000)» [1977].

Наличие общих закономерностей позволяет вывести обобщенный ряд зональности, который отражает наиболее характерные черты формирования первичных ореолов золоторудных месторождений всех типов. Золото при этом располагается в середине ряда. С учетом положения в частных рядах зональности, оно может, в зависимости от типа месторождений, занимать различные места. Но почти во всех случаях «перемещение» золота ограничено интервалом, отмеченным квадратными скобками. Этот интервал в общем случае может рассматриваться как внутривулканический. Соответственно, устойчиво надрудные элементы расположены левее, а устойчиво подрудные — правее этого интервала.

Как известно, геохимическая зональность первичных ореолов золоторудных месторождений в общих чертах согласуется с их минеральной зональностью. Основные особенности взаимосвязи минеральной и геохимической зональности для части изученных месторождений уже были намечены ранее Р. А. Баумштейном и В. А. Напартэ (1972, 1973). С учетом новых материалов они могут быть несколько детализированы и представлены в виде схемы минералого-геохимической зональности (рис. 3). Важнейшие из этих особенностей следующие.

1. Минералого-геохимическая зональность ореолов золоторудных месторождений различных типов имеет много общего, что указывает на определяющую роль в его формировании геохимических свойств элементов.

2. В ореолах высокотемпературных месторождений главная роль принадлежит внутри- и подрудным элементам, а в минеральном составе — их минеральным эквивалентам. Комплекс надрудных элементов и их минеральных эквивалентов развит слабо. Ряд зональности ореолов этих месторождений выглядит усеченным сверху.

3. В ореолах низкотемпературных месторождений соотношение надрудных и подрудных элементов и их минеральных эквивалентов обратное, и соответственно ряды зональности их выглядят усеченными снизу.

4. Среднетемпературные месторождения занимают промежуточное положение и характеризуются наиболее полными рядами зональности.

Особенности состава и зональности первичных ореолов месторождений, сформированных в различных температурных условиях, позволяют также сделать вывод, что максимум концентраций золота в ореолах высокотемпературных месторождений приурочен к верхним горизонтам, в среднетемпературных — к средним и в низкотемпературных — к нижним. При оценке золотоносности геохимических аномалий это обстоятельство, безусловно, следует принимать во внимание.

Установленные особенности строения первичных ореолов месторождений различных типов, и прежде всего особенности их зональности, дают возможность наметить геохимические критерии для определения типа золоторудной минерализации и оценки перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Баумштейн Р. А., Напартэ В. А. Использование минерально-геохимической зональности при оценке золото-сульфидных месторождений. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 9. Чита, 1972, с. 80—81.
- Беус А. А., Григорян С. В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
- Григорян С. В. О вертикальной зональности первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений. — В кн.: Тезисы докладов Международного геохимического конгресса. М., 1971, с. 330—331.
- Напартэ В. А., Баумштейн Р. А. Об общности тенденций минерально-геохимической зональности некоторых золоторудных полей Восточного Забайкалья. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений золота по первичным ореолам. Чита: изд. Забайкал. фил. Геогр. о-ва СССР, 1973, с. 100—102.
- Основные требования к содержанию и оформлению обязательных геологических карт масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). Л.: Недра, 1977. 105 с.

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ
ЗОЛОТЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Преобладающая часть золотой минерализации на территории Восточной Сибири сформирована в среднеюрско-нижнемеловой период тектономагматической активизации в интервале глубин 3—4 км от протоперх-

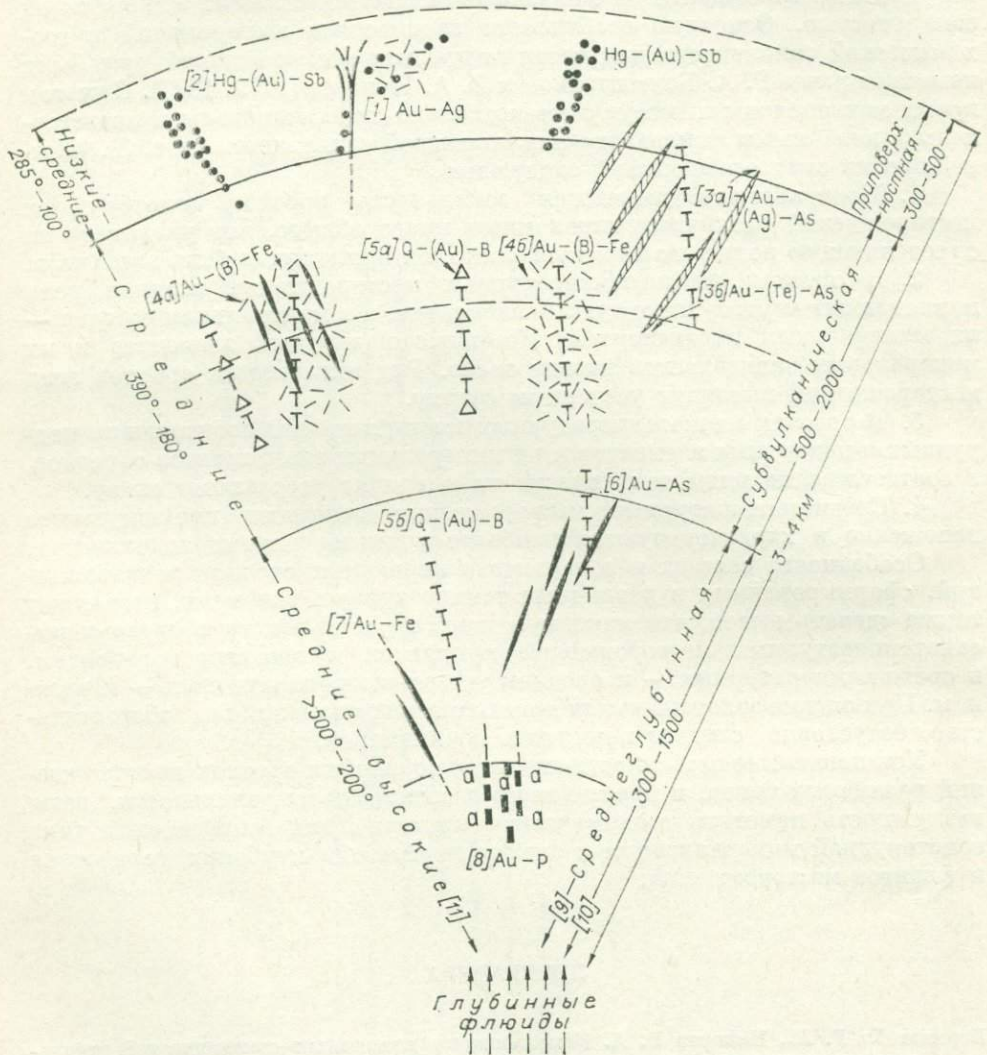
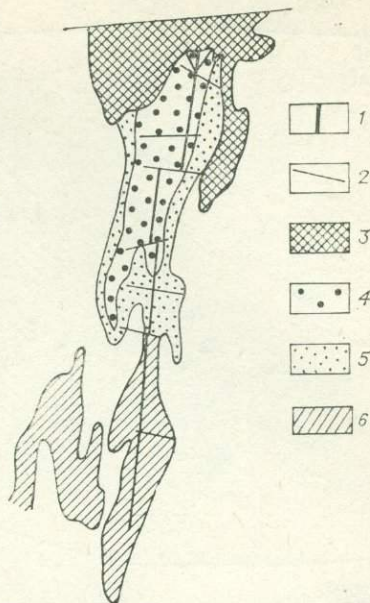


Рис. 1. Схема расположения типов оруденения и зон рудоотложения.

1—8 — геохимические типы минерализации: 1 — золото-серебряный (сплошные черные линии — жильный тип минерализации, разноориентированные черточки — штокервовый тип); 2 — ртутно-золото-сурьмяный (точки — жильный и штокервовый типы; иногда первый и второй типы минерализации совмещены в пространстве); 3 — золото-серебряно-медно-мышьяковый (а — золото-серебряно-мышьяковый, б — золото-теллур-медный), указанный жильный тип (заштрихованные линзы) часто совмещен с кварц-турмалиновыми жилами (линии из ттт); 4 — золото-бор-железистый (а — зоны турмалин-сульфидных прожилков, б — пиритизации), как правило, турмалиновые и сульфидные (черные короткие линии) прожилки располагаются в зонах пиритизации (разноориентированные черточки); 5 — кварц-золото-борный (а — кварц-турмалиновые брекчии — линии из тΔт, б — жилы); 6 — золото-мышьяковый (малосульфидно-кварцевые жилы, иногда совмещаются с прожилками турмалина); 7 — золото-железистый (кварц-мagnetитовые жилы); 8 — золото-фосфатный (золото-альбит-актинолит-апатитовые метасоматиты — жирные штрих-пунктиры и а); 9 — зоны рудоотложения; 10 — примерные вертикальные интервалы зон рудообразования; 11 — температура рудообразования. В геохимических типах минерализации в скобках показаны элементы, имеющие второстепенное значение.

Рис. 2. Зональность первичных ореолов рудной зоны.

1 — рудная жила; 2 — пологие тектонические нарушения; 3—6 — ассоциации элементов и их коэффициенты контрастности: 3 — медно-серебряно-ртутно-мышьяковая (8, 26, 36, 348), 4 — серебряно-мышьяково-золотая (64, 79, 300), 5 — мышьяково-золото-серебряная (28, 68, 345), 6 — слабоконтрастная мышьяково-ртутная (22, 123).



ности. В статье Н. А. Китаева [1982] * показано, что для минерализации каждого качественно различного типа существует своя зона рудоотложения. Схема расположения зон рудоотложения и типов оруденения, рассматриваемых в качестве фациальных разновидностей, обусловленных глубиной их формирования, показана на рис. 1.

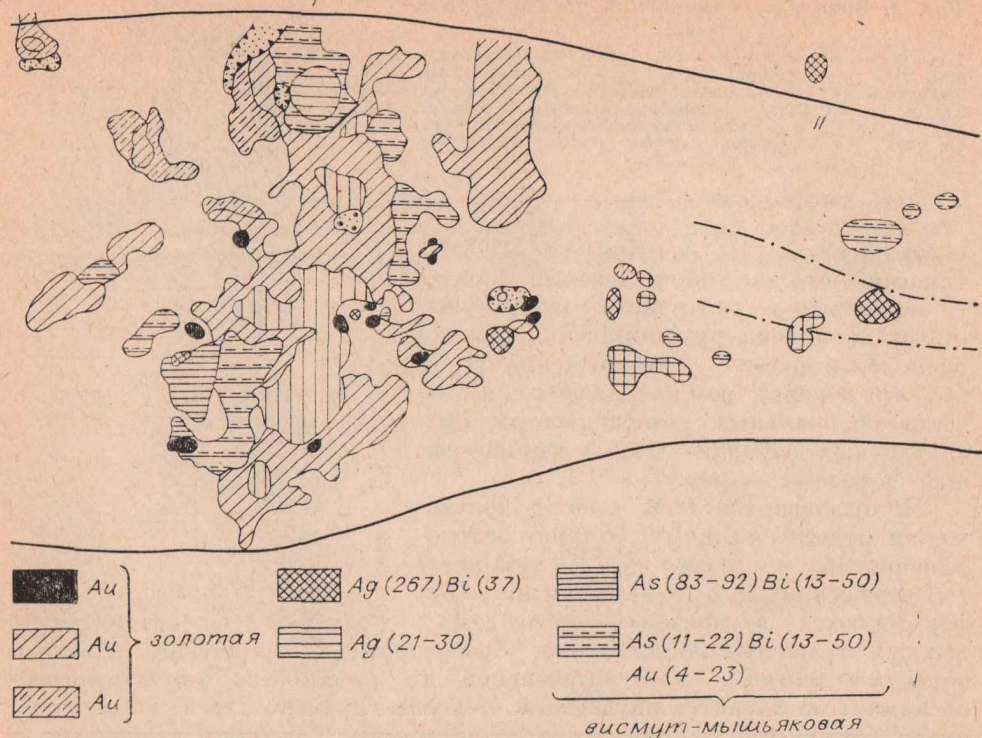
В приповерхностной зоне рудоотложения развиты главным образом золото-серебряный и ртутно-золото-сурьмяный геохимические типы минерализации. Они формируются в пределах межгорных депрессий в сравнительно рыхлых вулканогенно-осадочных образованиях, заполняющих грабенообразные прогибы, при интенсивной их пористости, что существенно влияет на характер оруденения и ореолы. Рудные тела в связи с этим имеют ветвящееся выклинивание по восстанию. Главными элементами в ореолах являются Au, Ag, As, Sb, Hg, а также Li, Rb, Cs, связанные с новообразованными глинистыми минералами. Коэффициенты контрастности (КК) первых четырех элементов достигают 1000 и более. В связи с высокой степенью тектонической мобильности рудных полей месторождения в виде жильных зон и штокверков сопровождаются широкими ореолами этих элементов. Кроме того, практически во всех образованиях по всей глубине и площади грабена картируются слабые ореолы золота и мышьяка. Разломы же фундамента фиксируются высокими содержаниями сурьмы. Над участками промышленного оруденения ореолы развиваются на высоту до 300—500 м и имеют ярко выраженную зональность.

Как видно из рис. 2, на уровне зоны максимального оруденения развиваются ореолы с преобладанием золота, со всех сторон они окаймляются мышьяково-серебряной, а над ними — медно-серебряно-ртутно-мышьяковой ассоциациями. В породах фундамента грабена, под месторождениями приповерхностного типа зафиксировано наличие ореолов с повышенными концентрациями золота, мышьяка, молибдена, что свидетельствует о несомненном влиянии ранней минерализации на формирование близповерхностного оруденения, т. е. о возможной регенерации золота.

Критериями оруденения нижележащей (субвулканической) зоны являются приуроченность его к приподнятым блокам земной коры, иногда к вулкано-купольным структурам, пространственная и временная связь с субвулканическими телами, наличие в пределах рудных полей трубок и воронок взрыва и максимальное проявление турмалиновой минерализации.

В этой зоне рудоотложения, переходной по условиям формирования, т. е. носящей черты как приповерхностного, так и среднеглубинного оруденения, сформированы в верхней части зоны золото-серебряно-медно-мышьяковый, а в нижней золото-бор-железистый и золото-борный геохимические типы.

* Китаев Н. А. О зонах золоторудной минерализации в Восточном Забайкалье. — Геол. и геофиз., 1982, № 2, с. 53—58.



Для полисульфидной минерализации верхней части зоны, по данным Д. А. Тимофеевского [1972] *, характерна хорошо выраженная зональность рудных тел, заключающаяся в развитии на верхних горизонтах месторождения существенно пирит-арсенопиритового оруденения, на средних — сфалерит-пирротин-халькопиритового, а на нижних — пирит-пирротинового. Для ореолов характерны высокие КК Ag, Bi и As. Хорошо выражена горизонтальная зональность ореолов рудного поля. Вблизи штока плагиогранит-порфиров, вокруг которого сосредоточено оруденение, главным образом развиты ореолы меди, здесь же максимальны значения Au/Ag отношения. Максимумы концентрации свинца фиксируются во внешних частях «медной» зоны, а максимумы содержаний As и CO₂ — на флангах рудного поля. Распределение элементов по вертикали и латерали является отражением объемной зональности рудного поля. В нижней части развиваются кварц-пиритовая и кварц-турмалиновая минерализация, выше — золото-халькопирит-тетраэдритовая, галенит-пираргирит-сульфоантимонитовая; вверху и на флангах — пирит-арсенопиритовая и карбонатная.

В нижней части субвулканической зоны развиты кварц-турмалиновая, рассеянная вкрапленная пиритовая и жильно-прожилковая сульфидная минерализация (см. рис. 1). Формирование борной минерализации происходило в нескольких зонах рудоотложения на сравнительно больших вертикальных интервалах по сравнению с другими типами, но максимум ее проявления сосредоточен в этой подзоне. Исследования мономинеральных фракций турмалинов из золоторудных месторождений показали, что практически все они относятся к типу *ferric iron tourmaline*. В них повышены содержания золота и сидерофильных элементов, фиксируется тенденция изменения химического и редкоэлементного состава в зависимости от глубинности рудоотложения.

Особенности оруденения, представленного пиритизированными зонами, — отсутствуют кварцевые жилы; из сульфидов отмечается главным

* Тимофеевский Д. А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. М.: Недра, 1972. 103 с.

Рис. 3. Первичные ореолы рудного поля субвулканической зоны рудоотложения.

1 — контур карьера; 2 — контур зоны с повышенными концентрациями ртути; 3 — контур изученной площади; 4 — реки. Римские цифры — рудопроявления. В таблице даны ассоциации элементов и их коэффициенты контрастности.



образом пирит, развитый в березитизированных брекчиях. В связи с этим ореолы имеют небольшой набор элементов при низких их КК.

Зональность рудных полей рассматриваемых типов проявлена отчетливо (рис. 3). На флангах зоны развита кварц-турмалиновая минерализация и золотоносные апатит-актинолит-биотитовые метасоматиты, которые хорошо фиксируются ореолами бора, мышьяка, висмута, золота, фосфора. Месторождение же пиритизированных березитов (уч. 3) на поверхности отмечается лишь слабыми ореолами мышьяка и висмута, что обусловлено невысокими содержаниями золота в брекчиях и малым в них количеством сульфидов. Ореолы мышьяка и золота довольно монотонно

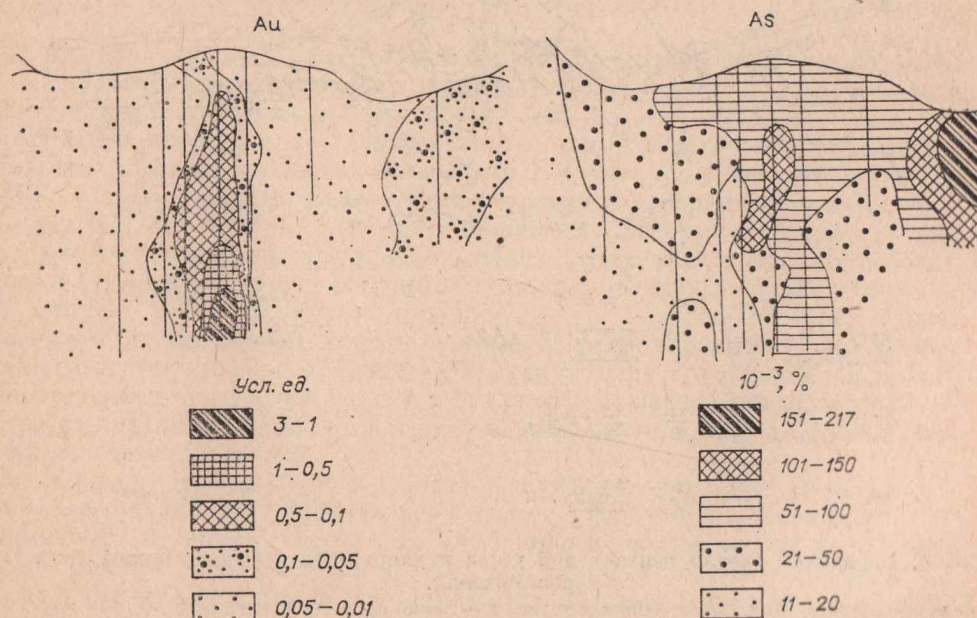
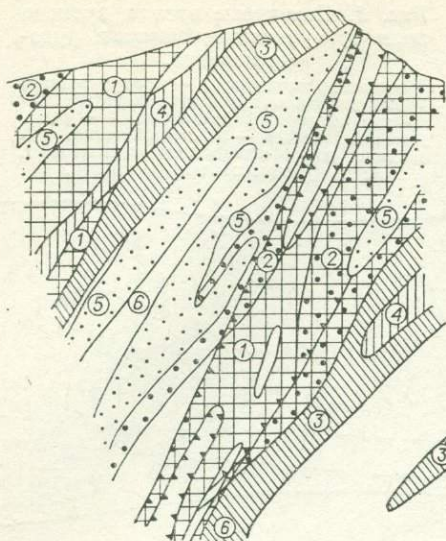


Рис. 4. Первичные ореолы в продольном разрезе рудопроявления III.



	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	Fe ₂ O ₃
1	0,76	0,90	1,03	0,67	1,06	0,49	0,78	0,07	1,0
2	0,97	0,90	1,02	0,78	1,04	0,71	0,72	0,49	0,87
3	1,54	0,9	0,99	0,74	1,09	1,1	0,77	1,25	0,98
4	1,2	0,92	1,0	0,77	1,0	0,94	0,81	0,7	1,01
5	1,2	0,88	0,98	0,3	1,03	1,01	0,74	0,57	1,02
6	2,7	0,96	0,83	2,2	0,93	1,08	1,4	1,8	1,6

Рис. 5. Распределение концентраций петрогенных элементов в поперечном разрезе рудной зоны III.

Рудная зона показана залитыми треугольниками вдоль контурной линии, внутри зоны этими знаками выделены наиболее обогащенные золотом части зоны. В таблице даны номера ассоциаций окислов и их коэффициенты контрастности.

прослеживаются на всю глубину без изменений. Лишь в пределах рудных столбов повышаются содержания золота и иногда мышьяка. Однако в продольном разрезе видна зональность этих элементов (рис. 4). В трубообразной рудной зоне максимальные содержания золота располагаются

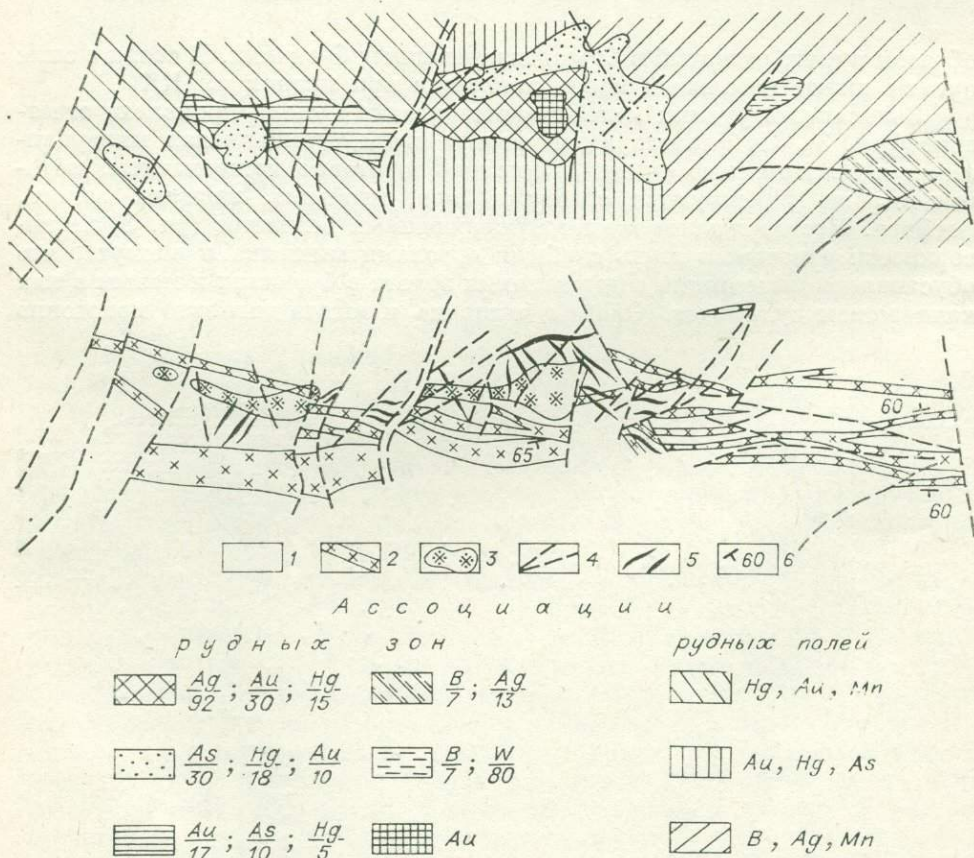


Рис. 6. Первичные ореолы центральной части рудного поля среднеглубинной зоны рудоотложения.

1 — метаморфизованная песчано-сланцевая толща; 2 — дайки гранитов и гранодиоритов; 3 — штоки гранодиоритов; 4 — тектонические нарушения; 5 — рудные тела; 6 — углы падения пород. В таблице даны ассоциации рудных полей, ассоциации рудных зон и их коэффициенты контрастности.

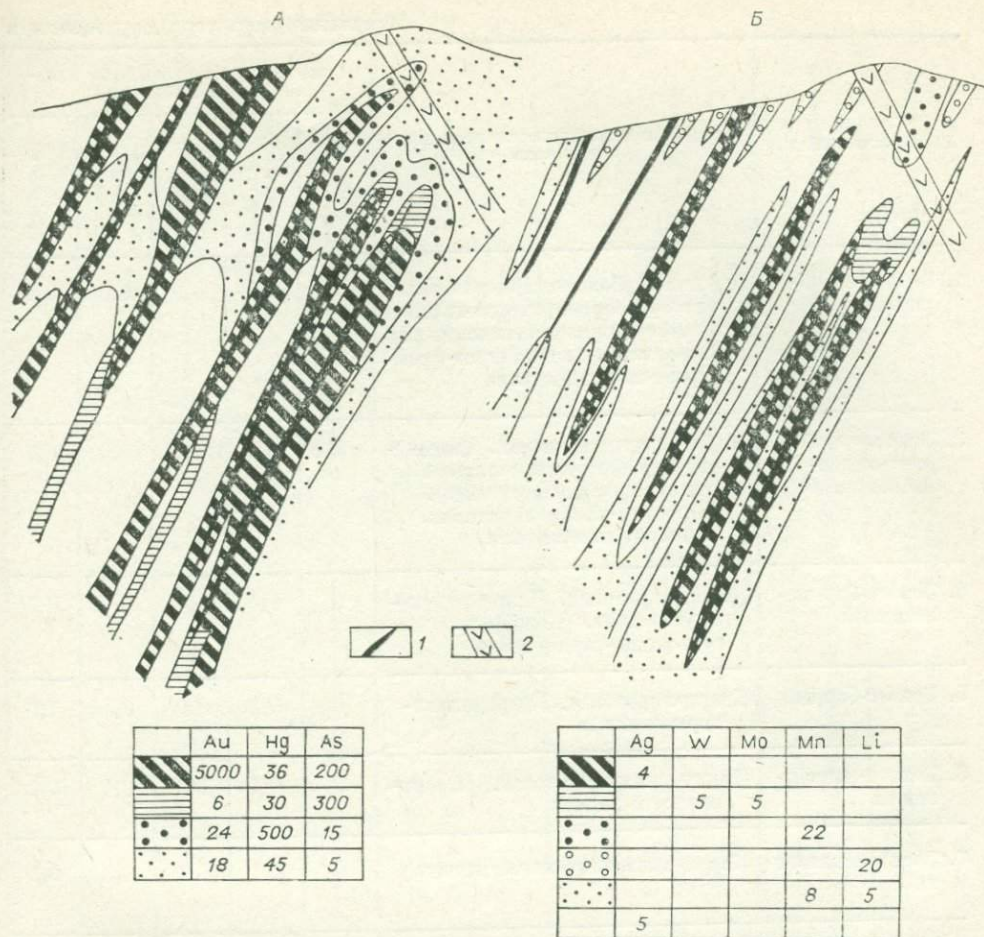


Рис. 7. Высококонтрастные (А) и низкоконтрастные (Б) ореолы малосульфидного золоторудного месторождения среднеглубинной зоны рудоотложения.
 1 — рудные жилы; 2 — дайки гранит-порфиров. В таблицах даны коэффициенты контрастности. Пустые клетки — следует считать КК=3 и менее.

на нижнем горизонте, а ореолы мышьяка расширяются к поверхности.

Характер перераспределения петрогенных элементов в поперечном разрезе месторождения представлен на рис. 5. Закономерность заключается в том, что в пределах общего контура золоторудной зоны фиксируются поля с отрицательными значениями КК окислов (CaO, MnO, MgO и Al₂O₃), происходит их вынос. 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.

С среднеглубинной зоне рудоотложения минерализация представлена золото-мышьяковым, золото-железистым, золото-бор-фосфатным геохимическими типами (см. рис. 1). Особенности геохимических полей этой зоны обуславливаются сравнительно высокими и малоизменяемыми РТ условиями рудоотложения, что определяет малую изменчивость по глубине месторождения руд и их ореолов. Руды отличаются низкой серебрисостью и высокой пробностью золота.

Изменение характера оруденения в

Геохимический тип	Главные продуктивные минеральные ассоциации	Относительное количество минералов, усл. ед.				
		Кварц-адуляр	Пирит-арсениопирит	Полисульфиды кварца-сурьма	Актинолит, магнетит, апатит	Турмалин
1. Золото-серебряный	Адуляр-карбонат-кварцевая с пиритом. Кварц-сфалерит-галенит-бурнонит-сульфантимонитовая. Пираргирит-халькопирит-фрейбергит-тетраэдритовая	1	0,2	0,5	0,0	0,0
3. Золото-серебряно-медно-мышьяковый	Пирит-арсениопиритовая. Тетраэдрит-бурнонит-халькопиритовая (теллур-сульфовисмутовая). Пирротин-халькопиритовая. Сфалерит-галенитовая	0	0,1	1,0	0,0	0,3
4. Золото-бор-железистый	Кварц-пиритовая. Кварц-подметаллическая. Кварц-карбонат-сульфидно-серицитовая	0	0,7	0,4	0,05	0,5
5. Золото-борный	Кварц-пиритовая. Кварц-пирит-турмалиновая	0	0,2	0,0	0,05	1,0
6. Золото-мышьяковый	Пирит-арсениопиритовая. Кварц-полисульфидная	0	0,4	0,3	0,1	0,2
7. Золото-железистый	Кварц-актинолит-магнетитовая	0	0,1	0,1	0,8	0,1
8. Золото-бор-фосфатный	Кварц-актинолит-апатит-биотитовая	0	0	0	1,0	0,1

Примечание. Типы месторождений в таблице соответствуют таковым на рис. 1.

Верхняя часть зоны представлена малосульфидной золото-кварцевой минерализацией жильного типа. Рудные поля вытягиваются вдоль зон глубинных нарушений, трассируемых серией малых интрузий (рис. 6). Рудная зона подразделяется на три части, отличающиеся 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.

Несмотря на малую изменчивость оруденения по глубине месторождений, видна слабо выраженная зональность по падению структур (рис. 7). Рудные тела сопровождаются высококонтрастными ореолами золота и мышьяка. В надрудных частях вдоль структур жильных тел фиксируются максимальные концентрации мышьяка, окруженные ореолами ртути. Зональность низкоконтрастных элементов выражается в слабом повышении содержания вольфрама и молибдена в верхнем выклинивании некоторых рудных тел, а также формировании ореолов марганца и лития в верхних частях месторождений.

различных зонах рудоотложения

Элементы с высокими КК	Специфические элементы	Пробность золота и характерные элементы примеси	Ag/Au в рудах и ореолах	Зональность	Гидротермальные изменения	Связь с интрузиями
Ag, As, Sb	Hg, Tl	700—800 Ag 20—30%, Sb, Hg, Se, Te	0,2—7 (1—50)	Контрастная	Аргиллитизация	Не установлена
Ag, As, Bi	Te	800—920 (564) Ag 10—15%, Cu, Bi	0,3—3 (2—6)	Контрастная	Березитизация и турмалинизация	Субвулканические фельзиты и плагиогранит-порфиры, кварцевые порфиры
	Bi	783—930 Ag — 1%, Cu, Fe, Mg, Bi, As	0,01—0,5 (0,2—2,5)	Слабая	Березитизация и турмалинизация	
B	Sn			Слабая	Березитизация и турмалинизация	
As	Bi	850—940 Cu, As, Bi	0,001—0,6 (0,2—5,0)	Слабая	Березитизация	
W, Bi	Mo, Co	920—940 Cu, Mg, Fe, Ni	0,005—0,1 (0,01—3,0)	Очень слабая	Альбитизация	Диорит-порфиры, «глобидные порфиры», гроссульты, лампрофиры
—	As, B, Co	>950 Ag, 1%, Mg, Fe, Ni		Очень слабая	Альбитизация	Диорит-порфиры, «глобидные порфиры», гроссульты, лампрофиры

В нижней части среднеглубинной зоны рудоотложения в условиях максимальных глубин происходило отложение золотоносных альбит-актинолит-апатит-биотитовых метасоматитов в виде линз, полос и участков неправильной формы. Контурные ореолы повторяют форму золотоносных участков. Наиболее контрастным элементом-спутником является один мышьяк, хотя в локальных участках повышены содержания вольфрама, молибдена, висмута и меди. Зональность выражена слабо: намечается лишь некоторое увеличение с глубиной концентрацией мышьяка, вольфрама, кобальта. Установлена также тенденция расположения повышенных концентраций висмута в золотоносных участках, а мышьяка — на их периферии. В золотоносных участках фиксируется также привнос SiO_2 и P_2O_5 и вынос MgO , Fe_2O_3 , CaO , K_2O , TiO_2 . Максимальные концентрации последней группы окислов, как правило, сдвинуты к флангам обогащенных золотом участков в последовательности: $\text{MgO} - \text{TiO}_2 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{K}_2\text{O}$. Золотоносность коррелируется с наличием в метасоматитах апатита.

Из краткого обзора типов руд и ореолов видно, что в разрезе земной коры при наличии общих черт довольно отчетливо видны особенности изменения характера оруденения в различных зонах рудоотложения (см. таблицу). Снизу вверх фиксируется смена геохимических типов от

бор-фосфатных через железо-бор-мышьяковые к медно-мышьяково-серебряным; в этом направлении отмечается увеличение количества продуктивных минеральных ассоциаций, общей сульфидности руд и количества элементов-спутников с максимальными КК. В химическом составе рудообразующих растворов наблюдается тенденция к уменьшению роли щелочей, увеличению роли углекислоты и бора, затем элементов полиметаллической группы и, наконец, сурьмы и фтора. Снизу вверх фиксируется уменьшение контрастности зональности, а также общей значимости оруденения.

Таким образом, закономерный характер изменения минералогеохимических особенностей различных типов золотого оруденения в вертикальном разрезе земной коры свидетельствует о том, что разнообразие типов минерализации обуславливается главным образом глубиной формирования, т. е. положением зоны оруденения относительно поверхности, существовавшей в период рудообразования.

Наличие же общих черт, характерных для оруденения всех типов, располагающихся в различных зонах рудоотложения, определяется близостью состава основных компонентов рудообразующих флюидов и одинаковой последовательностью выделения главных минеральных ассоциаций.

Все это дает основание определить типы золотого оруденения как фациальные разновидности по глубинности образования, локализованные в различных геолого-структурных условиях, сформированных синхронно или с некоторым смещением во времени в рамках верхнеюрско-нижнемелового тектоно-магматического периода активизации.

В. А. БУРЯК

(СССР)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ТИПА

Метаморфогенно-гидротермальное оруденение как самостоятельный генетический тип стало выделяться сравнительно недавно [Буряк, 1964; Шило, 1977]. Поэтому методы его поисков и оценки, особенно геохимические, еще слабо разработаны. Представлено оно отдельными жилами, зонами сближенных пластовых или секущих жил и прожилков, а также зонами кварцево-сульфидной и сульфидной вкрапленности в различных породах, преимущественно терригенно-углеродистых, железисто-карбонатных и зеленокаменных. Называется оруденение этого генезиса часто мурунтауским, сухоложским, юрско-бриндакитским, бобриковским, соврудневским. Многие зарубежные месторождения, в том числе Оркюпайн и Керкленд-Лейк в Канаде, Колар в Индии, Хомстейк в США, Калгурли, Бендиго и Балларат в Австралии, Ашанти в Западной Африке, Морру-Велью и Рапосою в Бразилии, могут быть отнесены к этому типу.

Основные генетические особенности метаморфогенно-гидротермального оруденения, определяющие специфику его геохимических методов оценки, заключаются в том, что в отличие от магматогенно-гидротермального оно формируется более длительное время, в условиях значительно более низких градиентов РТ и химического состава рудообразующих растворов — за счет процессов катагенеза, метаморфизма и палингено-метасоматической гранитизации, предшествующих интрузивному магматизму и магматогенному оруденению. Благодаря этому рудообразующие растворы квазиравновесны с вмещающими породами, т. е. состав их и соответственно набор элементов в геохимических ореолах и рудных телах

в репаяющей мере определяются составом вмещающих пород (магматических или осадочных), их первичной геохимической специализацией. Причем активное влияние оказывают не только породы, непосредственно включающие минерализованные зоны, но и расположенные в глубинных сечениях разреза — в зонах повышенного метаморфизма и гранитизации — в основных областях генерации метаморфогенных флюидов и растворов.

Миграция растворов, особенно по латерали, может достигать десятков километров. Поэтому области преимущественного извлечения и отложения металлов в основном пространственно разобщены. Формирование рудообразующих метаморфогенных гидротерм, поступление в них металлов происходило весьма длительно, многократно, начиная с этапа седиментогенеза и литификации осадков и кончая периодом гранитизации. Состав гидротерм был, несомненно, сложным, полигенным, неоднократно трансформировался в соответствии с изменявшимися РТХ условиями катагенеза осадков и последующего метаморфизма. Соответственно и геохимические ореолы, сопровождающие рудные тела, полигенны. Свидетельство этого — наличие пространственно сосуществующих многочисленных генераций одних и тех же минералов, например: сульфидов и карбонатов. Выделяется [Буряк, 1964], по меньшей мере, пять их ассоциаций — сингенетичная осадкам (осадочно-диагенетическая и гидротермально-осадочная), раннеметаморфическая, метаморфогенно-метасоматическая дожилная, снижильная и постжилная догранитная.

Метаморфогенно-гидротермальное оруденение, следовательно, нельзя рассматривать как «альпийское» сегрегационного типа. Наличие отрицательных ореолов вокруг рудных тел вовсе не характерно, хотя и считается многими исследователями обязательным. Отрицательные ореолы Au, Ag, S, As, Ni, Co и других металлов вокруг рудных тел устанавливаются лишь в отдельных случаях, преимущественно в нижних корневых частях минерализованных зон и в самых внешних частях метасоматических колонок средних и верхних горизонтов, когда рудовмещающие структуры представлены хорошо выраженными разрывами, зонами расслаивания и отслоениями, приводящими к существенному, но кратковременному локальному падению давления в момент образования этих разрывов и начального поступления (всасывания) в них растворов. Последующие, особенно заключительные этапы минералообразования, обуславливающие основное отложение рудных компонентов, приводят к искажению этой зональности. В итоге вокруг рудных тел и в целом вокруг минерализованных зон отмечаются, как правило, положительные ореолы. Содержания Au, Ag, Pb, Zn, Sb, Hg постепенно возрастают как в рудных телах, так и в сопровождающих ореолах по мере уменьшения глубины эрозионного среза. То есть вверх по восстанию минерализованных зон возрастает контрастность зональности. Одновременно с этим уменьшается мощность минерализованных зон и сопровождающих ореолов — от 200 — 600 м и более на нижних и средних срезах, до 150—50 м на верхних.

Вертикальный размах оруденения весьма значительный — может достигать 3—5 км. Протяженность минерализованных зон по простиранию составляет 30—100 км и более, отдельных рудных тел в их составе — 1,5—3 км. Переход между вмещающими породами, содержащими фоновые концентрации полезных компонентов, и рудными телами весьма постепенный и устанавливается только по данным опробования. Коэффициенты контрастности низкие [Буряк, 1964; Зонтов, Сарапулова, 1974; Поликарпочкин, 1981; Пузанов, 1981].

Содержания сульфидов в рудных телах незначительны: 0,1—0,5%, редко более — в кварцевых жилах и 0,5—8% — в золотоносных зонах сульфидной и кварцево-сульфидной вкрапленности. Представлены сульфиды в подавляющей массе железосодержащими разновидностями — пиритом, пирротином или арсениопиритом. Сульфиды полиметаллической ассоциации (галенит, сфалерит, халькопирит и блеклые руды) присутствуют, как правило, в ничтожных количествах. Некоторое увеличение их (до 0,1—1,0%) наблюдается в верхнерудных срезах отдельных жил, а также (до

5%) при наложении на метаморфогенно-гидротермальную минерализацию плутоногенной (постмагматической), связанной со штоками или дайками основного состава или гранитоидами габбро-диорит-плагιοгранитного или монзонитоидного ряда.

Поэтому в рудных телах, и особенно в измененных боковых породах, содержания элементов, прежде всего халькофильных, наиболее тесно ассоциирующих с золотом (Ag, As, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, S), низкие — часто всего на порядок-полпорядка и менее выше, чем в исходных толщах, а во многих случаях вообще не фиксируются как повышенные. Первичные ореолы сопутствующих золоту металлов, если и фиксируются, то являются слабыми, неконтрастными. Использование их при поисках промышленного оруденения весьма затруднено. В целом следует иметь в виду, что геохимические методы поисков промышленного золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа по первичным ореолам сопутствующих золоту элементов во многих случаях не дают однозначных результатов и на данной стадии разработанности являются не более чем косвенными.

Надежную информацию дает лишь само золото. Коэффициент концентрации (КК) для него в сопутствующих ореолах 10—500, в рудных телах — 500—1000. Эффективно проведение для этих целей спектрозолотометрии сколовых проб или дубликатов обычных бороздовых и керновых проб, отправляемых на химические и иные виды анализов.

Влияние состава вмещающих пород сказывается очень сильно. Во многих случаях элементы (например, Fe, Mn, V, Ti, P, K, Na, Ag, Pb, Zn, Cu, Ni, Co и др.), принимаемые за типоморфные для рудных зон, в меньших количествах содержатся во вмещающих толщах за пределами распространения золотого оруденения. Особенно заметно сказывается влияние вмещающих пород в тех случаях, когда рудовмещающий разрез неоднороден.

Минерализованные зоны, независимо от их золотоносности, развитые среди известковистых пород, содержат обычно повышенные количества Pb, Zn, Ba, Ag, Hg, Sr, среди кремнисто-углеродистых формаций — Ag, As, Sb, W, часто Mo, P, Ti, в черносланцевых алеврофиллитах — Ag, Mg, Ca, S, As, Fe, Ti, W, Mn, K, Al.

Зоны золото-сульфидной вкрашенности, развитые среди базитов, фиксируются положительными ореолами S, Fe, Cu, Ni, Cr, Mg, Na. В то же время золотоносные жилы в таких зонах (центральные части метасоматических колонок) характеризуются, наоборот, отрицательными ореолами сидерофильных элементов. В повышенных количествах (против кларковых) отмечаются в них W, Pb, часто Tl, иногда Sb. В сравнении с рудоносными жилами, развитыми среди кремнекислых пород, для них характерно низкое содержание мышьяка. Часто он вообще не фиксируется, даже в пиритах.

Аналогичные или более бедные по степени золотоносности жилы и особенно зоны сульфидизации, расположенные среди алевросланцевых толщ, постоянно фиксируются положительными слабо или умеренно выраженными ореолами As (КК 1,3—20, преимущественно 5—10). Однако Tl в них, как правило, не отмечается. Характерны слабоконтрастные отрицательные ореолы выщелачивания лития (КК 0,9—0,5). Слабо выраженные положительные ореолы его фиксируются по периферии минерализованных зон [Зонтов, Сарапулова, 1974; Пузанов, 1981].

Устойчивая корреляционная связь между содержанием сульфидов и Au в пределах минерализованных зон чаще всего отсутствует. Участки с повышенным количеством сульфидов нередко менее золотоносны, чем те, где сульфидов значительно меньше. Минерализованные зоны с одним и тем же составом и содержанием сульфидов могут иметь совершенно различную золотоносность. Однако в пределах обогащенных участков (рудных столбов) прямая статистически значимая корреляционная связь Au с Fe, As, Ag, Pb, S, Sb, Cu, Zn, Ni — обычное явление.

Это же самое можно сказать и о характере связи с $C_{орг}$.

В общем случае помимо непосредственно самого золота рудоносные тела устойчиво фиксируются лишь повышенным содержанием As, S и часто Ag. Это наиболее информативные индикаторные элементы. Отмечаются также слабо повышенные содержания в рудных зонах CO_2 , H_2O , CaO и во многих случаях (глубже зоны поверхностного выщелачивания) уран, торий, калий.

Обобщенный ряд вертикальной зональности соответствует намеченному Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григорьяном [1970] для сульфидных месторождений и относится к прямому фациальному типу. Специфика метаморфогенно-гидротермального оруденения заключается в низких содержаниях металлов и в слабой контрастности ореолов, а также в значительно большем вертикальном размахе оруденения, достигающем, как отмечалось выше, 3—5 км. Для минерализованных зон устанавливается следующая вертикальная зональность.

1. Надрудный срез. В незначительно повышенных количествах (КК 1,1—10, редко более; для Au и Ag — до 50—100) отмечаются В, Li, F, As, Sb, Ag, Hg, Au, Ca, Mg, Na, K, CO_2 , H_2O . Медь, Ni, Co, Fe, а также SiO_2 дают очень слабо выраженные отрицательные ореолы (КК 0,9—0,5). Характерна линейно-проявленная вдоль минерализованных зон апосланцевая и апесчанниковая пропилитизация, переходящая в слабую березитизацию. Отмечаются отдельные золотоносные прожилки и вкрапленники пирита, арсенопирита, а также магнезиально-кальцевые и магнезиально-железистые карбонаты.

2. Верхнерудный срез. В умеренных и повышенных концентрациях содержится Au и Ag (КК 50—100, до 1000). В более низких (КК 1,5—10, редко более) — Pb, Sb, Zn, Cu, As, S, Bi, U, Th, K. Сидерофильные элементы (Fe, Ni, Co, Cu) и SiO_2 дают слабые отрицательные ореолы; CO_2 , Ca, Mg — слабые положительные. В жилах иногда отмечаются адуляр, аргентит, характерны галенит, блеклые руды. Коэффициенты Ag/Au, Sb·As·Pb/Cu·Co, Ni/Co значительно больше единицы. Сопровождающие оруденение углекисло-кальцевые и кремниевые метасоматиты умеренно развиты.

3. Среднерудный срез. В отличие от верхнерудного более низкое содержание Ag. Коэффициент Ag/Au меньше или близок к единице, Ni/Co > 1. Резко уменьшается содержание Sb (исчезают блеклые руды), в меньшей мере Pb, Zn, характерен W, иногда Bi. Возрастает содержание Fe, Cu, Co, Ni. Сопровождающие оруденение углекисло-кальцевые метасоматиты (березиты преимущественно апосланцевые) интенсивно проявлены. Характерно повышенное развитие магнезиально-железистых карбонатов в жилах и в боковых породах совместно с сульфидами. Последние в резкоподавляющей массе представлены пиритом или арсенопиритом.

4. Нижнерудный срез. Еще более уменьшается содержание Pb и Ag, коэффициент Ag/Au < 1, Ni/Co ≤ 1. Остается на одном уровне или возрастает содержание W, Ni, Co, Fe, Cu. Появляется в ряде случаев Mo. Сульфиды в резко подавляющей массе представлены пиритом, пиритом в ассоциации с арсенопиритом, или пиритом с пирротинном. Галенит и сфалерит крайне редки. Последний представлен темной высокожелезистой разностью. Калий дает очень слабо выраженные отрицательные ореолы или сохраняется на одном уровне по сравнению с исходными породами. Метасоматиты типа глубинных фаций апосланцевых и апесчанниковых березитов и лиственитов слабо проявлены. Развитые в них магнезиально-железистые карбонаты представлены высокожелезистыми разностями.

5. Подрудный срез. Характеризуется общим низким содержанием Au и особенно Ag. Коэффициенты Ag/Au, Ni/Co, Sb·As·Pb/Cu·Co меньше единицы.

Слабо проявлено окварцевание, обуславливающее наличие слабых положительных ореолов SiO_2 и отрицательных — калия.

В тех случаях, когда на метаморфогенно-гидротермальное оруденение накладывается плутогенное (постдайкавое или постгранитное), формируется сложная, часто обратная фациальная зональность [Силичев,

1970], типоморфная, как показали выполненные нами сопоставления, для собственно плутоногенно-гидротермальных месторождений золота.

Обобщенный ряд элементов, построенный по мере уменьшения их корреляционных связей с Au, имеет следующий вид: Ag, As, Pb, S, Sb, Fe, W, Zn, Cu, Bi, Ni, Co. В каждом конкретном случае могут происходить существенные трансформации в зависимости от изменения условий минералообразования.

В зависимости от состава вмещающих толщ выделяются два основных минерально-морфологических типа оруденения: 1) кварцево-арсенопиритовый жильно-прожилковый — зоны сближенных золотоносных кварцевых жил и прожилков малосульфидной формации, сопровождающиеся рассеянной сульфидной и кварцево-сульфидной, преимущественно арсенопиритовой, вкрапленностью; 2) пиритовый вкрапленно-прожилковый тип — зоны прожилково-вкрапленной сульфидной, преимущественно пиритовой, минерализации при подчиненной роли сопутствующих кварцевых жил.

Первый тип оруденения, именуемый иногда мурунтауским, развит преимущественно в существенно кремнекислых породах — углеродсодержащих алевролитах и песчаниках с повышенным содержанием SiO_2 (62—80%) и повышенной долей Na в сумме щелочей. Эти породы в силу своих специфических геохимических условий характеризуются низким или весьма низким содержанием сингенетических сульфидов (серы), прежде всего пирита. В то же время в них отмечаются повышенные количества W и As. Рудные тела и околорудные ореолы поэтому обладают As — W специализацией.

Второй тип оруденения, называемый часто сухоложским, локализуется избирательно в иных породах — в углеродсодержащих филлитах и алевросланцах с существенно более высоким содержанием Al_2O_3 , K, сингенетичного пирита и Mg — Fe карбонатов. Соответственно в них более низкое содержание SiO_2 (56—62%) и Na. Характерно также пониженное или весьма низкое содержание W. Это более глубоководная фация осадков, отлагавшаяся в условиях сероводородного заражения. Первичные ореолы и сами рудные тела характеризуются в таких породах повышенным содержанием железа, пирита (серы), т. е. Fe — S специализацией. Мышьяк отмечается (в виде арсенопирита и изоморфной примеси в пирите), но в значительно меньших количествах.

В породах, переходных по условиям образования и составу, развиваются одновременно повышенная золото-сульфидная вкрапленность и золотоносные жилы с Fe — S — As — W специализацией.

Целесообразен и весьма эффективен при поисках метаморфогенного оруденения анализ монофракций сульфидов. По ним рудоносные зоны четко отличаются от нерудоносных, а внешние слабозолотоносные ореолы — от внутренних продуктивных. Для продуктивных участков постоянно характерны повышенные содержания в пирите Ni, Co, As и особенно Au; отношение $\text{Ni}/\text{Co} > 1$. Значение $\text{Ni}/\text{Co} < 1$ свойственно незолотоносному пириту в таких случаях: когда он метаморфогенного генезиса, но минерализованные зоны глубоко эродированы, высокотемпературны и незолотоносны; когда пирит не метаморфогенный, а плутоногенный слабо или вообще незолотоносный магматогенного (колчеданного) типа.

Золотометрический анализ монофракций сульфидов, преимущественно арсенопирита и пирита, дает возможность практически безошибочно разделять золотоносные зоны от незолотоносных и оценивать их рудоносность. Его эффективно использовать, особенно в стадию поисковых работ, при разбраковке зон сульфидизации и кварцевых жил. Пирит золотоносных тел характеризуется кроме Au повышенным содержанием As; среди алевросланцев величина отношения Ni/Co изменяется в нем (по усредненным данным) от 0,7 — в нижних корневых частях зон до 1,5—2,6 — в верхних апикальных частях. В пирротине подобных зон отношение Ni/Co изменяется от 7,2 до 9,7. При более высоких, как и при более низких, значениях этого коэффициента существенные концентрации Au в зонах не

отмечены. Одновременно в карбонатах и в самих минерализованных зонах по мере уменьшения глубины эрозионного среза и приближения к рудоносным участкам увеличиваются отношение Ca/Mg и коэффициент щелочности ($K_2O + Na_2O/Al_2O_3$), уменьшается суммарное содержание в зонах SiO_2 , несмотря на общее возрастание в них мощности и количества кварцевых жил за счет усиления синжильного кислотного выщелачивания.

ЛИТЕРАТУРА

- Буряк В. А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1964. 46 с.
- Зонтов В. Н., Сарапулова В. Н. Элементный состав и зональность одного из золоторудных месторождений. — В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1974, с. 206—208.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 3—36.
- Поликарпочкин В. В. Геохимическое изучение больших территорий при поисковых работах. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Ч. 1. Новосибирск: Наука, 1981, с. 44—50.
- Пузанов А. А. Первичные ореолы Советского золоторудного месторождения. — В кн.: Методы прикладной геохимии. Тезисы докладов Второго Международного симпозиума. Иркутск, 1981, с. 110—111.
- Силичев М. К. Геологическое положение и особенности структуры Неждановского золоторудного месторождения. — Геол. рудн. месторожд., 1970, № 2, с. 96—102.
- Шилов Н. А. К проблеме систематики золоторудных месторождений. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск: Наука, 1977, с. 110—117.

А. А. СИДОРОВ, Г. С. СИМКИН

(СССР)

РУДНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ: ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ОЦЕНКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ

В настоящее время особое значение приобретают вопросы соотношения минерально-геохимической зональности региональных метасоматитов и соответствующих им аномальных геохимических полей с эндогенным оруденением, рудосопровождающими метасоматитами и первичными ореолами. При этом наиболее актуальны вопросы пункта отсчета зональности. Так, зональность региональных метасоматитов и сопровождающих аномальных геохимических полей проявляется относительно конкретного интрузивного тела, вулканоструктуры или фрагмента разрывного нарушения. Зональность рудного тела и сопровождающего первичного ореола рассматривается относительно максимума оруденения — цели поисков, для чего выявляются индикаторные ассоциации надрудных — подрудных и фронтальных — тыловых элементов-индикаторов.

Закономерное совмещение или пространственное разобщение оруденения с внутренними зонами региональных метасоматитов предопределяет различие подходов при региональном, локальном прогнозе. Совмещение предполагает высокую поисковую значимость закономерностей зональности региональных метасоматитов. Разобщение в пространстве усложняет решение этой задачи. *†

Продукты региональной гидротермально-метасоматической деятельности (РГМД) обнаруживают, как правило, парагенетические связи с оруденением, являясь благоприятным (но необязательным) признаком наложенных рудных процессов. О таких связях свидетельствуют многочисленные случаи пространственного совмещения продуктов РГМД (в том числе их внутренних зон) с проявлениями рудной минерализации. При

этом нередко минеральный и химический составы продуктов РГМД и рудосопровождающих метасоматитов идентичны или близки. Совмещение в этом случае определяется общностью структурных факторов, обуславливавших совместное нахождение более ранних продуктов РГМД и оруденения, связанных общностью рудогенерирующего очага и в некоторых случаях, возможно, эволюцией одних и тех же растворов.

Определению положения оруденения в ряду различных син- и постмагматических процессов посвящены работы А. Н. Заварицкого, Д. С. Коржинского, Н. И. Наковника, Г. Н. Щербы, М. Ф. Григорьева, Л. Н. Овчинникова, А. А. Беуса, А. И. Гинзбурга, Д. И. Горжевского, Д. В. Рундквиста, Л. В. Таусона, М. Штемпрока и др. Согласно этим исследованиям, среди продуктов РГМД наиболее отчетливо выделяются образования плутогенного и вулканогенного рядов.

Многообразие разноглубинных региональных метасоматитов, связанных с близкими по возрасту интрузивными телами, по пространственному соотношению с оруденением может быть, по-видимому, сведено к двум наиболее распространенным случаям. В первом — оруденение локализовано преимущественно в разнофациальных апопородах околоинтрузивных участков и в апикальных частях интрузивных тел. Во втором — как в интрузивных телах, так и на существенном удалении от них во вмещающих апопородах в связи с зонами повышенной проницаемости.

Формирование разнофациальных региональных метасоматитов периферических (эпидот-хлорит-актинолит-полевошпатовых апопород) и внутренних (апопород типа роговиков, скарноидов и скарнов) зон для обеих моделей происходило в термоградиентном поле под непосредственным воздействием конкретного интрузивного тела. Так, в контуре региональных метасоматитов в связи с гранитоидными массивами отмечается проявление соизмеримых по масштабам околоинтрузивных синмагматических эманационных ореолов [Таусон, 1974; Трошин, 1976; Таусон и др., 1978] летучих и подвижных компонентов H_2O^+ , F, B, Cl, K, Na, Li, Rb, Cs, Fe, Mg, охватывающих весь объем пород, вовлеченных в сферу воздействия интрузива [Трошин, 1976; Трошин и др., 1978]. Эманационные ореолы распространены во вмещающих породах до 0,5—1 км и более от поверхности кровли интрузива. В ряде случаев проявляется зональность в распределении областей максимальных накоплений некоторых летучих компонентов по мере удаления от интрузива, выражаемая рядом F — B, Cl — H_2O . Элементы левой части ряда (а также Li, Rb, Cs, Fe, Cl, Mg, Fe) имеют тенденцию к накоплению вблизи интрузива, а правой — на различном удалении от него [Трошин и др., 1978].

Таким образом, зональность региональных метасоматических пород и околоинтрузивных ореолов в общем виде может быть представлена рядом: интрузив — ближайший экзоконтакт — экзоконтактовая зона — периферическая зона.

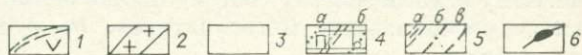
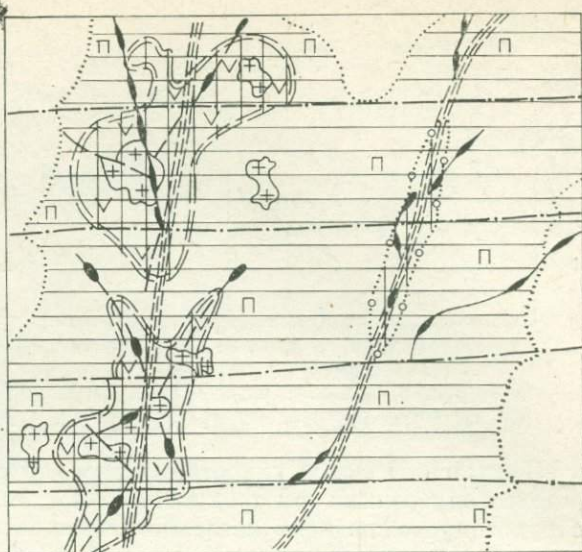
Сопоставление первой и второй моделей позволяет выявить принципиальные различия между ними. В первом случае, по мнению большинства исследователей, условия становления интрузива непосредственно определяют формирование генетически связанного с ним оруденения Sn, W, Mo, Be, Ta, Nb, которое в основном может являться продуктом автосоматических и последующих преобразований. Принципиально иное соотношение продуктов РГМД и оруденения характерно для второй модели: парагенетическая связь интрузива и постмагматического оруденения, вероятное единство источника вещества, совмещение в пространстве под влиянием структурных факторов.

Первичные ореолы оруденения в обоих случаях по размерам на 1—2 порядка уступают, а по контрастности проявления не менее чем на 1—2 порядка превышают концентрации рудогенных элементов эманационных ореолов.

Ореолы рудных тел апикальных частей интрузивных тел и околоинтрузивных зон (первая модель) вписываются в эманационный ореол и приурочены к внутренней зоне региональных метасоматитов, в то время

Рис. 1. Схема структурных взаимоотношений мало- и среднеглубинных продуктов РГМД как связанных с близкими по возрасту вулканоструктурами, так и вне видимой связи с ними.

1 — вулcano-тектонические структуры, ограниченные разломами сбросового типа; 2 — субвулканические образования; 3 — вулканы липарит-дацит-андезитовой ассоциации; 4 — проявления: а — пропилитов периферических, б — аргиллизитов, вторичных кварцитов и монокварцитов внутренних зон региональных метасоматитов; 5 — разрывные нарушения: а — зоны повышенной проницаемости, б — разломы сдвигового типа, в — радиальные разрывы растяжения; 6 — проявления рудной минерализации и рудосопровождающих метасоматитов.



как ореолы гидротермальных рудных тел в связи с зонами повышенной проницаемости как в интрузивных телах, так и на существенном удалении во вмещающих породах (вторая модель) занимают произвольное положение в эманационном ореоле и за его пределами.

Субвулканические продукты РГМД связаны с вулканоструктурами и зонами повышенной проницаемости (рис. 1), охватывая значительные объемы вмещающих пород. Ранние ксенотермальные пропилиты и кварциты (ортоклазизация, адуляризация, эпидотизация, карбонатизация, хлоритизация) наиболее близки по времени формирования субвулканическим телам липаритов и связаны с отдельными фрагментами зон повышенной проницаемости. На ранние кварц-альбит-калишпатовые метасоматиты накладываются низкотемпературные пропилиты (окварцевание, гидрослюдизация), представляющие породы периферических зон региональных метасоматитов и получающие развитие во внутренних зонах в виде адуляр-гидрослюдистых кварцитов, монокварцитов и аргиллизитов (алунификация, каолинизация). Подобная смена фаций наблюдается и по направлению к палеоповерхности. Такое сочетание кварц-альбит-калишпатовых пород, пропилитов, кварцитов и аргиллизитов достаточно типично для разновозрастных вулканогенных поясов [Сидоров и др., 1968; Русинов, 1972; Ушаков, 1972].

Весьма значительные по масштабам вовлекаемых в переработку пород многоканальные ареалы субвулканических и приповерхностных метасоматитов в полном объеме еще недостаточно изучены. Однако данные исследователей [Русинов, 1972; Сидоров, 1968; Ушаков, 1972] свидетельствуют о том, что возникающие при метасоматическом преобразовании в контурах пропилитов неоднородные аномальные геохимические поля характеризуются (на фоне существенного перераспределения): повышенными концентрациями некоторых летучих компонентов, в особенности H_2O^+ , а также Fe и Mn; выносом Na, K, Ca и мало контрастными полями выноса — накопления Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Mo и контрастными полями As, Sb, Hg, Au и Ag.

На общем фоне многоканального аномального геохимического поля проявляются внутренние зоны региональных метасоматитов различного состава, фиксируемые повышенными концентрациями типоморфных петрогенных и ассоциациями мало- и высококонтрастных (10 и более кларков) рудных элементов: аргиллизиты — H_2O^+ , Al, K, SO_3 , CO_2 и Hg, Sb, As, Ag, адуляр-гидрослюдистые кварциты — H_2O^+ , K, Mn, CO_2 и As, Sb, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, Sn, эпидот-альбит-калишпатовые кварциты — H_2O^+ , K, Na и монокварциты Si, Fe (в меньшей мере H_2O^+) и As, Pb, Zn, Cu, Mo, Sn.

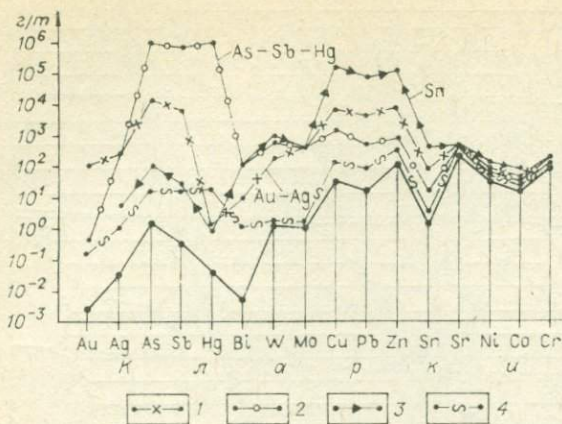


Рис. 2. Спектры наиболее часто встречающихся элементов.

1, 2 — в полях максимальных концентраций первичного полиэлементного ореола: 1 — золотого-серебряных, 2 — мышьяково-сурьмяно-ртутных месторождений; 3 — оловорудных месторождений в областях развития молодых липарит-дацит-андезитовых вулканитов; 4 — во внутренних зонах региональных метасоматитов вулканогенного ряда.

Такие проявления ассоциаций рудогенных элементов представляют собой зоны рассеянной минерализации (рис. 2).

Постмагматическое гидротермальное оруденение фиксируется как в пределах внутренних зон продуктов РГМД, так и вне их. При этом нередко рудосопровождающие метасоматиты идентичны или близки по минеральному и химическому составу апопородам внутренних зон субвулканических региональных метасоматитов, но существенно уступают им по масштабам.

Итак, рассмотренные связи в пространстве продуктов РГМД плутоногенного и вулканогенного рядов с оруденением выявляют два случая: оруденение является закономерным членом внутренних зон региональных метасоматитов (совмещенный тип связи) или существенно оторвано от формирования вмещающих апопород (несовмещенный тип связи).

Рудно-геохимическая зональность определяется пространственно упорядоченным проявлением в рудном и ореольном пространствах устойчивых ассоциаций минералов- и элементов-индикаторов фронтальных — надрудных и тыловых — подрудных зон относительно максимума оруденения одной структурно обособленной рудной линзы (морфогенетически простой тип оруденения — моноцентричная зональность) или относительно максимума каждой частной из серии ритмически повторяющихся структурно взаимосвязанных рудных линз (морфогенетически сложный тип оруденения — полицентричная зональность) [Симкин, 1981]. В составе зональной колонны центральной часть рудной линзы представляют рудообразующие минералы, ассоциации рудосопровождающих минералов и элементов-индикаторов. Отсчет рудно-геохимической зональности относительно максимума оруденения в рудном теле позволяет методически обоснованно выявить индикаторные ассоциации над- и подрудных элементов. Такой подход обоснован на примере оловорудных [Кравченко, Морозова, 1971], ртутных [Методические рекомендации..., 1979] и золоторудных (см. таблицу месторождений). При этом важное значение приобретает реконструкция полного ряда зональности по его отдельным фрагментам [Симкин, 1980], поскольку опытно-методическое изучение эталонов, как правило, производится на примерах неполных моделей. В общем виде ряд геохимической зональности можно представить:

фронтальные		тыловые
	зоны — центральная зона —	зоны
надрудные		подрудные

Геохимическая зональность — явление векторное [Григорян, 1974]. Дифференциация максимальных ореольных концентраций элементов-индикаторов проявляется во всем объеме рудного и ореольного пространства в продольной (вероятное направление поступления рудоносных растворов), нормальной (в частном случае вертикальной) и поперечной составляющих зональности.

Рудно-геохимическая зональность различных типов месторождений

Оруденение	Ряд зональности, построенный на основе реконструкции полной модели (от фронта к тылу или сверху вниз)
Золото-серебряное в вулканитах	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Zn}}) - (\underline{\text{Sb}}, \underline{\text{As}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Ag}}, \underline{\text{Au}}, \underline{\text{Ba}}, \underline{\text{F}}) - (\underline{\text{Co}}, \underline{\text{Ni}}) - (\underline{\text{Cu}}, \underline{\text{W}}) -$ ВР — ВЦР ЦР НЦР НР $— (\underline{\text{Bi}}, \underline{\text{Mo}}, \underline{\text{Sn}})$ ПДР (1)
	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{Sb}}) - (\underline{\text{Ag}}, \underline{\text{Au}}, \underline{\text{Cu}}, \underline{\text{As}}) - (\underline{\text{Mo}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Sn}})$ ВР ЦР НЦР — НР (2)
	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{Sb}}) - (\underline{\text{Ba}} - \underline{\text{Au}} - \underline{\text{Ag}}) - (\underline{\text{As}}, \underline{\text{Mo}}, \underline{\text{Sn}}, \underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Pb}})$ ВР ЦР НЦР — НР (3)
Вкрапленное золото-сульфидное экзоконтактовых зон габбро-диоритов в скарнах	$(\underline{\text{As}}, \underline{\text{Sb}}) - (\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{F}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Cu}} - \underline{\text{Ag}}, \underline{\text{Au}} - \underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Mo}}) - (\underline{\text{Ni}}, \underline{\text{W}})$ ВР ЦР НР (4)
Золото-сульфидно-кварцевое в гранитоидах	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{Ag}}) - (\underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Bi}}, \underline{\text{Au}}, \underline{\text{As}}) - (\underline{\text{Mo}}, \underline{\text{Zn}}) - (\underline{\text{Co}}, \underline{\text{Cr}})$ ВР ЦР НЦР НР (5)
Золото-кварцевое в гранитоидах	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{Sr}}) - (\underline{\text{Ag}} - \underline{\text{Pb}} - \underline{\text{Au}} - \underline{\text{Mo}}, \underline{\text{As}}) - (\underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Bi}})$ ПФ — ВР Ц — ЦР Т — ПДР (6)
Золото-сульфидное в терригенных углеродсодержащих толщах	Штокверковое $\text{Ag} - (\underline{\text{Zn}}, \underline{\text{As}} - \underline{\text{Au}} - \underline{\text{W}}) - (\underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Mo}}, \underline{\text{Co}}, \underline{\text{Ni}})$ ВР ЦР НЦР НР (7)
	Вкрапленное и прожилково-вкрапленное $\text{Hg} - (\underline{\text{B}}, \underline{\text{F}}) - (\underline{\text{As}}, \underline{\text{Ga}}, \underline{\text{Au}}, \underline{\text{Ag}}, \underline{\text{Mo}}) - (\underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Bi}}, \underline{\text{Co}}, \underline{\text{Ni}})$ ВР ЦР НЦР НР (8)
	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{B}}, \underline{\text{Li}}) - (\underline{\text{Ge}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Zn}}) - (\underline{\text{As}} - \underline{\text{Au}}, \underline{\text{Ag}}) - (\underline{\text{Cu}} - \underline{\text{Mo}})$ ВР ВЦР ЦР НЦР (9)
	Вкрапленное $\underline{\text{Hg}} - (\underline{\text{Sb}}, \underline{\text{Ag}}) - (\underline{\text{Sr}}, \underline{\text{Ba}}, \underline{\text{As}} - \underline{\text{Au}} - \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Mo}}) - (\underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Zn}}) -$ ВР ЦР НЦР $— (\underline{\text{Ni}}, \underline{\text{V}}, \underline{\text{Co}}, \underline{\text{Cr}})$ НР (10)
	$(\underline{\text{Hg}}, \underline{\text{Sb}}) - (\underline{\text{Ba}}, \underline{\text{Ag}}, \underline{\text{As}} - \underline{\text{Au}}, \underline{\text{Ga}}, \underline{\text{Pb}}, \underline{\text{Zn}}, \underline{\text{Mo}}) - (\underline{\text{Cr}}, \underline{\text{Zr}}, \underline{\text{Be}},$ Ф — ПФ Ц ЦТ $\underline{\text{W}}) - (\underline{\text{V}}, \underline{\text{Ni}}, \underline{\text{Cu}}, \underline{\text{Co}})$ ПТ — Т (11)

Примечание. Подчеркнуты двумя чертами элементы, входящие в состав минеральных форм, одной — высококонтрастные, не подчеркнуты малоконтрастные элементы.

В направлении поступления рудоносных растворов обычно наблюдается наиболее контрастное проявление геохимической зональности, а зоны ореола, располагающиеся выше центральной рудной части линзы по восставанию, могут рассматриваться как фронтальные, ниже — как тыловые. В поперечном сечении — в направлении нормальной или вертикальной составляющей — выделяются соответственно надрудная и подрудная зоны ореола.

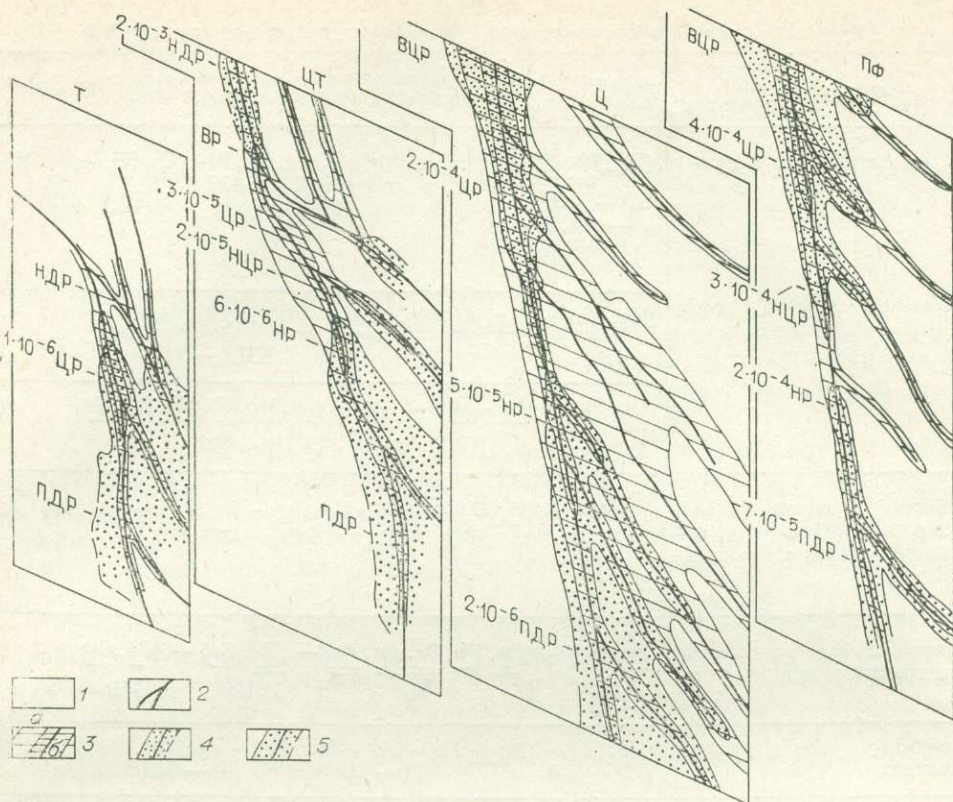


Рис. 3. Схематизированные первичные ореолы золото-кварцевого оруденения морфогенетически простого типа. Составлено с использованием данных А. А. Шиганова, Г. Д. Нурхатова, И. Т. Самарцева.

1 — гранитоиды; 2 — рудовмещающие кварцевые жилы и околожилные метасоматиты; 3 — первичный ореол золота: а — в контуре минимально-аномальных, б — высоких и максимальных содержаний; 4, 5 — комплексные первичные ореолы: 4 — ассоциация фронтальных — надрудных элементов (ртуть — стронций), 5 — ассоциация тыловых — подрудных элементов (цинк — медь — висмут). На схеме обозначены уровни пересечения вертикального ореола и значения его показателя, в направлении продольной составляющей; фронтальная зона: ПФ — предфронтальный, ЦФ — фронтально-центральный, Ц — центральный; тыловая зона: ЦТ — центрально-тыловой, ЦТ — предтыловой, Т — тыловой; в направлении вертикальной составляющей: НР — надрудный, ВР — верхнерудный, ВЦР — верхнецентрально-рудный, ЦР — центрально-рудный, НЦР — нижнецентрально-рудный, НР — нижнерудный, ПДР — подрудный.

Сходство и общие особенности показанных в таблице рядов зональности заключаются в том, что ассоциации рудообразующих и рудосопровождающих элементов занимают центральную часть каждой зональной колонны, относительно которой располагаются индикаторные ассоциации фронтальной и надрудной или тыловой и подрудной зон ореола.

Индивидуальные особенности выражаются в различиях спектров рудообразующих и рудосопровождающих элементов и их концентраций. Спектр такой ассоциации, отражающий минерально-геохимический тип оруденения, по-видимому, определяется металлогеническими особенностями конкретного региона. Для золото-сульфидного оруденения (см. в таблице (7) — (11)) одним из рудообразующих элементов кроме золота является мышьяк, для золото-серебряного — серебро (см. в таблице (1) — (3)). В то время как эти же элементы в зональной колонне оруденения других типов (см. в таблице (3), (5), (7), (10)) расположены в левой или правой частях ряда. Как видно, спектр химических элементов индикаторных ассоциаций также существенно меняется. Положение химических элементов этих ассоциаций в зональной колонне первичного полиэлементного ореола с учетом форм проявления согласуется с общим рядом геохимической зональности гидротермальных месторождений Л. Н. Овчинникова, С. В. Григоряна.

Одним из примеров оруденения морфогенетически простого типа является мало- и убогосульфидное золото-кварцевое оруденение в массиве

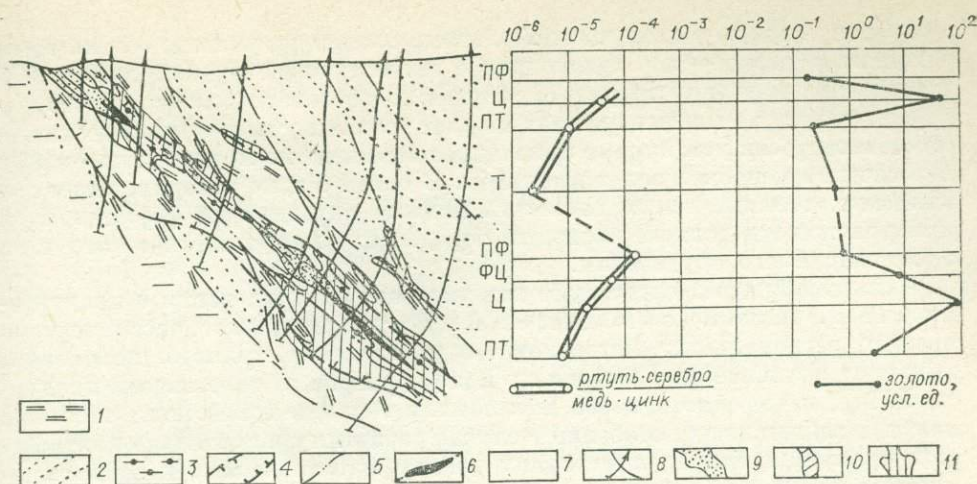


Рис. 4. Первичный полиэлементный ореол вкрапленного золото-сульфидного оруденения морфогенетически сложного типа в зоне смятия в терригенных углеродсодержащих толщах. Составлено с использованием данных Ю. А. Костина, В. Д. Инина, В. Г. Бражника.

1, 2 — терригенные образования: 1 — алевролиты, 2 — песчаники; 3 — графитизированные сланцы; 4 — границы рудной зоны и области интенсивного дислокационного метаморфизма; 5 — границы тектонических глыб; 6 — рудная линза и рудоконтролирующая трещина; 7 — уровни пересечения ореола; 8 — буровые скважины; 9 — первичный ореол золота в контуре низких содержаний; 10, 11 — полиэлементные ореолы: 10 — ассоциации фронтальных (Hg, Sb, Ag, Li, Rb, Cs, J), 11 — ассоциации тыловых (Cu, Zn, W, Co, Sn, Ni) элементов в контуре высоких и максимальных концентраций. Показатель уровня пересечения рудной линзы и рудообразующего элемента дан в усл. ед. Сокращения см. на рис. 3.

умеренно кислых гранитоидов (рис. 3). Оруденение в основном в виде свободного золота в крутопадающей кварцевой жиле и сопровождающих околожилных метасоматитах образует единую плитообразную крутопадающую и полого склоняющуюся рудную залежь. Интенсивность и размеры комплексного ореола ассоциации фронтальных — надрудных элементов (ртуть-стронций) возрастают от подрудного уровня к надрудному каждого сечения и от тылового сечения к фронтальному. Контрастно выражено также изменение параметров комплексного ореола тыловых — подрудных элементов (медь-цинк-висмут). Центральный интервал залежи подчеркивается широким и контрастным ореолом золота и рудосопровождающих элементов. Подобие геохимической зональности в направлении продольной и вертикальной составляющих подчеркивается идентичностью выявляемых рядов и устойчивой тенденцией в изменении значений показателя уровня пересечения в объеме рудной залежи и сопровождающего полиэлементного ореола (см. в таблице (6)). Признак подобия зональности, по видимому, не является присущим лишь некоторым объектам, а скорее всего может быть устойчивым свойством рудного и ореольного пространства. Это подтверждается на примере ряда золоторудных и ртутных месторождений. Особое значение подобие зональности приобретает при выборе эталонных пересечений при опытно-методическом изучении эталона. Таковыми при отсутствии возможности изучения полного объема рудного и ореольного пространства могут быть только сечения фронтальной зоны ореола. Данные, полученные по сечениям центральных или тыловых зон, требуют дополнительного уточнения.

Примером оруденения морфогенетически сложного типа является золото-сульфидное вкрапленное оруденение (тонкодисперсное золото в пирите и арсенопирите) в зоне смятия в черных углеродсодержащих терригенных толщах (рис. 4). Достаточно четко выявляется ритмичный полицентричный характер геохимической зональности рудного и ореольного пространства рудной залежи: максимальные содержания золота (и рудосопровождающих элементов) отмечаются на центральном уровне каждой частной рудной линзы, уменьшаясь по восстанию и падению. Максимальные значения показателя уровня пересечения фиксируют фронтальные —

предфронтальные уровни частной линзы, плавно уменьшаясь к тыловым уровням и резко — по отношению к вышележащей рудной линзе. Недостаточная изученность рудной залежи морфогенетически сложного типа на глубину во многих случаях не дает возможности получить достаточно статистически устойчивые признаки, позволяющие производить оценку пересечения подобной залежи в целом. В связи с этим интерпретация выявляемых геохимических аномалий помимо определения формационной принадлежности должна включать определение морфогенетического типа прогнозируемого оруденения.

Таким образом, существуют два типа связей оруденения с продуктами РГМД. Первый совмещенный тип позволяет рассматривать ореолы региональных метасоматитов в качестве прямого поискового признака оруденения. При несомещенном типе связей продукты РГМД и соответствующие аномальные геохимические поля способны ввести в заблуждение, особенно в случае развития сравнительно контрастных ореолов апород внутренних зон субвулканических и приповерхностных региональных метасоматитов. Своевременная расшифровка типа связи оруденения с продуктами РГМД приобретает важнейшее практическое значение.

Выделяются два типа рудно-геохимической зональности. Моноцентричная более характерна для месторождений, в пределах которых развиты одно или несколько структурно обособленных рудных тел, контролируемых разрывами высокого порядка, отдаленно связанными с тектоническими зонами глубокого заложения. Полицентричная ритмически повторяющаяся рудно-геохимическая зональность связана с серией частных эшелонированных рудных линз (столбов). Такая зональность обычно присуща месторождениям, приуроченным к разрывам типа надвигов и зон смятия. Исходя из вида зональности, может быть определен морфогенетический тип оруденения, что имеет важное значение при оценке геохимических аномалий.

Ассоциация рудосопровождающих элементов и минералов эталонного объекта в конкретной металлогенической обстановке может служить основой для определения формационной принадлежности выявляемых геохимических аномалий и для отбраковки зон рассеянной минерализации.

Использование подобия рудно-геохимической зональности в направлении продольной и вертикальной составляющих позволяет реконструировать весь объем полиэлементного ореола на различных эрозионных уровнях рудного объекта.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. (Методические рекомендации). М.: изд. ИМГРЭ, 1974. 211 с.
- Кравченко Э. С., Морозова Т. А. Геохимическая зональность эндогенных ореолов касситерит-сульфидных месторождений как критерий оценки геохимических аномалий. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1971, с. 34—40.
- Методические рекомендации по литохимическим методам при поисках и разведке ртутных месторождений/Федорчук В. П., Григорян С. В., Роговой В. М. и др. М.: изд. ИМГРЭ, 1979. 94 с.
- Плющев Е. В., Ушаков О. П. Формационный анализ метасоматитов на основе концепции об уровнях организации вещества. — В кн.: Метаморфизм и рудообразование. Л.: Недра, 1975, с. 23—33.
- Русинов В. Л. Геохимические и физико-химические закономерности пропилитизации. М.: Недра, 1972. 204 с.
- Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1968. 146 с.
- Сидоров А. А., Еремин Р. А., Найборodin В. И. Особенности гидротермального метаморфизма в золоторудных полях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Магадан, 1968, с. 178—180.
- Симкин Г. С. Опыт выявления количественных параметров геохимической зональности первичного полиэлементного ореола. — Изв. вузов. Геол. и разведка, 1980. с. 24.

- Симкин Г. С. Некоторые аспекты минералого-геохимической зональности золото-сульфидного оруденения: интерпретация и оценка геохимических аномалий.— В кн.: Использование минералогических методов исследований при прогнозе, поисках и оценке месторождений полезных ископаемых. Т. 1. Алма-Ата: изд. Мингео Казахской ССР, 1981, с. 74—75.
- Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 118—123.
- Таусон Л. В., Богатырев П. В., Гундобин Г. М. Эндогенные поля аномальных концентраций Хапчерангинского рудного узла.— В кн.: Геологические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 43—55.
- Трошин Ю. П. Зональное распределение летучих компонентов в апикальных частях гранитоидных интрузивов и зональность оруденения.— Геол. рудн. месторожд., 1976, т. 18, № 4, с. 11—21.
- Трошин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Эндогенные геохимические аномалии Шерловогорского и Соктуйского оловянно-вольфрамовых рудных узлов Восточного Забайкалья.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 55—63.
- Ушаков О. П. К вопросу о происхождении калиевых пород эффузивного облика (калшпатофиров) на примере Центрального Казахстана.— Зап. Всесоюз. минералог. о-ва, 1972, ч. 101, с. 67—74.

Н. В. РОСЛЯКОВА, С. Б. БОРТНИКОВА,
Н. Е. РАДОСТАЕВА, В. Г. ЦИМБАЛИСТ
(СССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРИ ПОИСКАХ И ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Наряду с детальным исследованием геолого-структурной позиции, минерального состава, температурных условий нами изучалось распределение золота и сопутствующих ему элементов в околорудных метасоматитах, породах золоторудных и колчеданно-полиметаллических полей и наименее измененных породах вне рудных полей, на фоне которых развивалось золотое оруденение Кузнецкого Алатау и Салаирского кряжа. Рассмотрено распределение в этих объектах относительных коэффициентов концентрации (ОК) пар геохимически родственных элементов, в которых в числителе ставится наиболее центробежный из них, сиалический, оксифильный, подвижный (Ag : Au, Cu : Au, Pb : Zn и т. п.). ОК рассчитаны по методике, предложенной Ю. Г. Щербаковым (1979), например ОК Ag : Au = $\frac{\text{Ag : Au в пробе}}{\text{в метеоритном веществе типа CI (}\mu\text{)}}$.

При этом прежде всего была установлена зависимость значений ОК элементов в рудах от уровня фемичности — сиаличности субстрата, за счет которого они формируются, и от степени разобщенности с ним самих месторождений [Щербаков, Рослякова, 1979]. В частности, ОК большинства пар элементов возрастают с увеличением сиаличности исходного вещества и с переходом от корневых фаций бедного вкрапленно-прожилкового золотого оруденения к более концентрированным проявлениям стволной фации, т. е. жильным месторождениям и к наиболее богатым жильно-штокверковым апикальной фации. Все названные зависимости облегчают интерпретацию данных геохимических поисков [Shcherbakov, 1979; Щербаков и др., 1980].

Кроме того, нами установлено, что при близких фациальных условиях развития термогидросистемы при повышенной неравномерности распределения золота (рис. 1) и других элементов в породах рудных полей по сравнению с исходными породами [Рослякова, Рослякова, 1975] интервал значений ОК пар элементов Pb : Cu, Mo : Cu, Ag : Au, Cu : Au и других возрастает с увеличением степени дифференцированности в результате гидротермального метаморфизма пород, наиболее интенсивно проявляющегося в предрудный период (рис. 2, 3). Известно, что чем выше степень

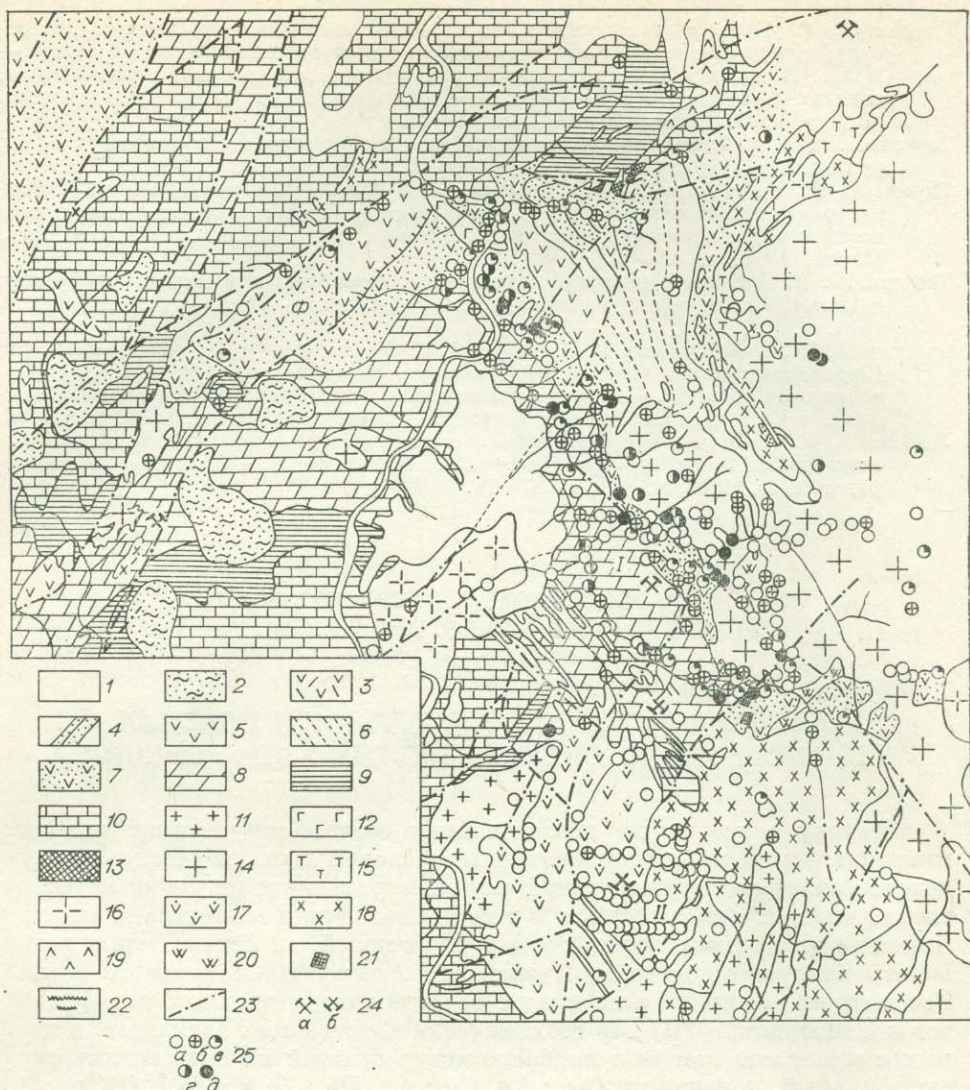


Рис. 1. Распределение золота в породах Кузнецкого Алатау, мг/т. Геологическое строение по А. Е. Курмею, А. А. Плесовских и П. А. Пономареву.

1 — четвертичные делювиальные и аллювиальные отложения; 2 — палатинская свита (D_2pl) — андезитовые и диабазовые порфиры; 3 — красноцветная толща (D_1^2); 4 — переслаивание вишневых и зеленых песчаников и аргиллитов (D_1^2); 5 — плагиоклазовые порфиры (D_1^2); 6 — порфирито-песчано-сланцевая толща кембрия; 7 — мундыбашская (бериккульская) свита (C_2mn) — порфиры и их туфы; 8 — усинская свита (C_1us) — мраморы; 9 — усть-кундатская свита (C_1uk) — сланцы, туфы, известняки; 10 — енисейская свита (PR_3en); 11 — граносенинты (D_{2-3}); 12 — габбро-диориты, габбро (D_2); 13 — альбитофиры (D_2); 14 — нерасчлененные сенинты, диориты, габбро ($O-S$); 15 — сенинты, кварцевые сенинты ($O-S$); 16 — гранодиориты, граниты ($O-S$); 17 — диоритовые порфиры ($O-S$); 18 — габбро, габбро-диориты, диориты ($O-S$); 19 — субвулканические порфиры (C_2); 20 — кварциты; 21 — скарны; 22 — кварцевые жилы; 23 — разрывные нарушения; 24 — месторождения: а — обрабатываемое, б — непромышленное; 25 — содержание золота: а = 1 мг/т, б = 1–2 мг/т, в = 2–5 мг/т, г = 5–10 мг/т, д = 10 мг/т; Ф — фон для рудного поля.

дифференциации вещества, тем богаче могут быть созданы в этом процессе руды. Породы месторождений при прочих равных условиях наряду с большим разбросом содержаний золота характеризуются более широким интервалом значений ОК элементов. Так, например, по данным опробования обнажений и поверхностных горных выработок, во вмещающих породах одного из обрабатываемых месторождений в Кузнецком Алатау ОК Ag : Au колеблется от 0,5 — до 456 при содержании золота от 0,2 до 500 мг/т и среднем 10 мг/т, в то время, как фон рудного поля характеризуется интервалом этого ОК от 7,5 до 77 при содержаниях золота 0,9 —

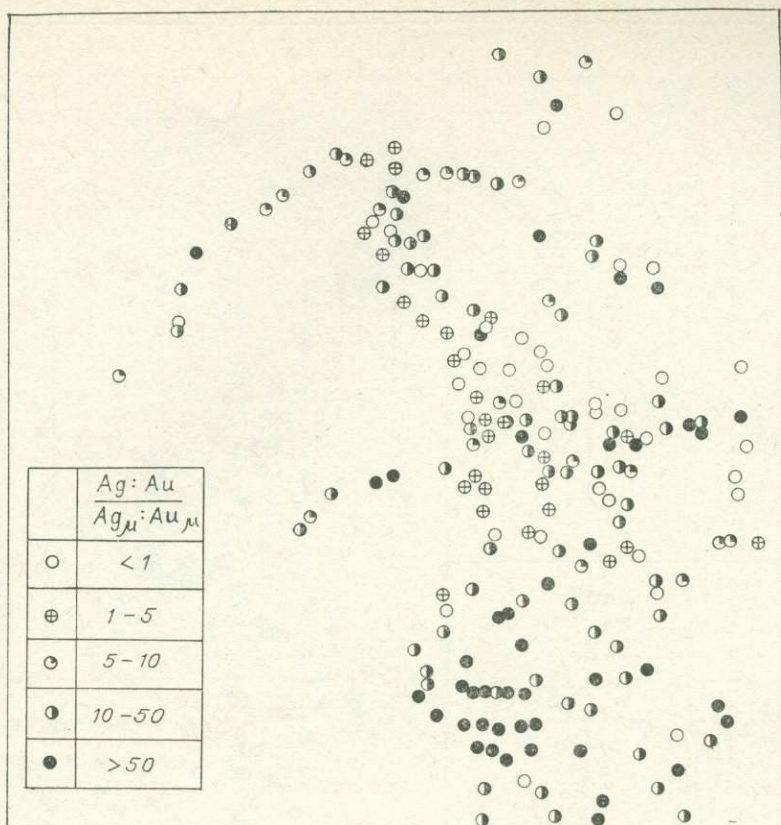


Рис. 2. Распределение ОК Ag : Au в породах Кузнецкого Алатау.

2,8 мг/т и среднем 1,4 мг/т. То же самое можно сказать и о других ОК (табл. 1).

Еще более возрастает разрыв в значениях содержаний и ОК, если сравнить непосредственно околорудное пространство по данным подземного опробования: на перспективном участке верхний его предел увеличивается до 2262 (табл. 2), в непромышленном — он равен 528 (табл. 3). Следовательно, интервалы значений ОК рассматриваемых пар элементов тем шире, чем крупнее месторождение вмещают данные породы. При этом ОК позволяют судить о степени дифференцированности вещества даже при самых низких содержаниях элементов, т. е. в том случае, когда сами содержания и их отношения малоинформативны.

Таблица 1

ОК пород отрабатываемого и непромышленного жильных месторождений, Кузнецкий Алатау

Вмещающие породы (порфириты, гранодиориты, известняки и др.) месторождений	Кол-во анализов	$\frac{Ag: Au}{Ag_{\mu}: Au_{\mu}}$	$\frac{Cu: Au}{Cu_{\mu}: Au_{\mu}}$	$\frac{Pb: Zn}{Pb_{\mu}: Zn_{\mu}}$
Отрабатываемого	109	$\frac{0,5-456}{9}$	$\frac{0,2-253}{13}$	$\frac{0,8->128}{21}$
Непромышленного	84	$\frac{25,2-577}{68,8}$	$\frac{0,6-30}{0,6}$	$\frac{17-272}{95}$
Фон	8	$\frac{7,5-77}{18}$	$\frac{29-105}{59}$	$\frac{2,2-25,6}{6,7}$

Примечание. Здесь и далее в таблицах: в числителе приведены интервалы значений от—до, в знаменателе — средние.

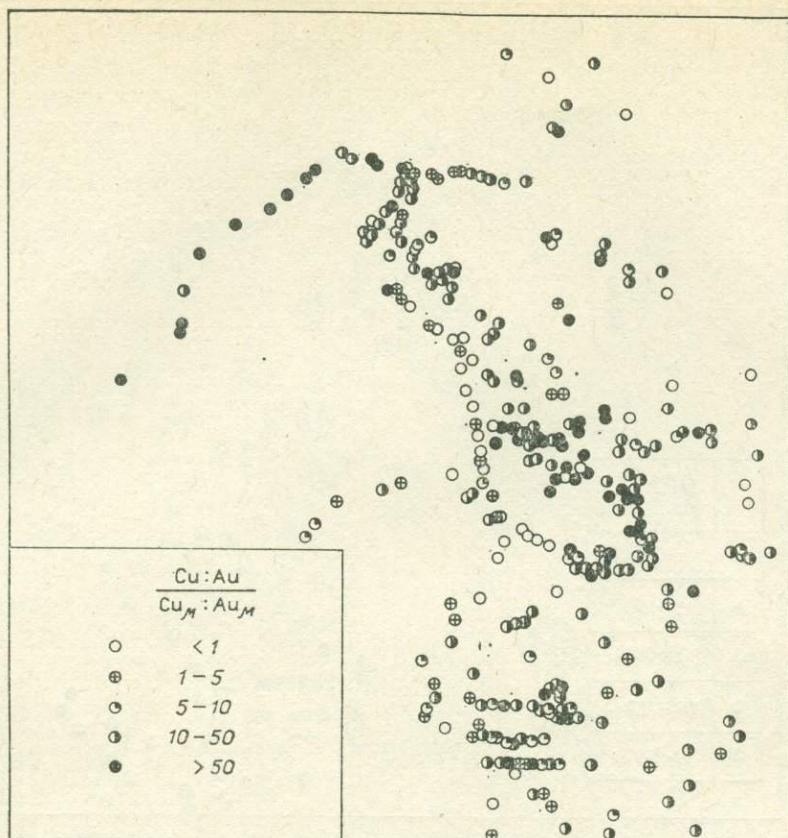


Рис. 3. Распределение ОК $Cu : Au$ в породах Кузнецкого Алатау.

В золоторудных месторождениях, протягивающихся на значительные глубины, содержания и характер распределения золота и других элементов во вмещающих породах, а также их ОК отличаются устойчивостью значений или изменениями без какой-либо направленности (см. табл. 2); в месторождениях, быстро выклинивающихся по вертикали, резко выражена вертикальная зональность этих параметров (см. табл. 3).

Сопоставление содержаний золота, серебра, свинца, цинка, меди и других элементов и их ОК в разных типах руд и пород колчеданно-полиметаллических месторождений Салаирского кряжа позволило установить характерные отличия и геологически охарактеризовать два типа концентрации золота — в полиметаллических и собственно золотых рудах, наложенных и частично совмещенных с полиметаллическими (табл. 4) [Щербаков и др., 1981]. Тем самым выявлен дополнительный поисково-прогнозный признак собственно золотого оруденения в полях полиметаллических месторождений.

Колчеданно- и барит-полиметаллические месторождения Салаира локализируются в пределах сравнительно небольших нижнепалеозойских вулкано-купольных структур, развитых среди обширных полей карбонатных отложений нижнего кембрия. Рудные тела тяготеют к субвулканическим штокам дацитовых порфиров и пересекаются пермскими дайками диабазов. Собственно золотое оруденение локализовано в линейных кварц-карбонатных штокверковых зонах и жилах, секущих полиметаллические тела и пермские диабазы и простирающихся за пределы вулкано-купольных построек.

Золотые руды значительно беднее серебром и цветными металлами, но богаче золотом и теллуrom по сравнению с полиметаллическими. Различия интервалов и средних значений ОК для полиметаллических и золото-кварцевых руд соответствуют отличиям ОК кислых пород от основных

Распределение ОК по глубине в породах обрабатываемого месторождения, Кузнецкий Алату

Горизонты (кол-во ана- лизав)	До	$\frac{Ag^*:Au}{Ag \mu : Au \mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu \mu : Au \mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb \mu : Zn \mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb \mu : Cu \mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn \mu : Cu \mu}$	$\frac{Co:Ni}{Co \mu : Ni \mu}$
I (29)	До 1037	0,7—236	6,7—284	1,1—166	0,1—4,8	2,1—108	
		6,7	67,8	44,2	0,7	4,7	
II (38)	До 829	0,7—427	2,2—170	1,7—133	0,1—4,8	2,1—43	
		11	85,5	16,6	0,2	5,4	
III (15)	До 180	0,5—67,5	8,9—57	1,9—133	0,04—4,2	1,3—4,4	
		8,7	21,1	8,3	0,4	2,6	
IV (45)	До 2262	1,0—472	0,2—171	0,6—332	0,2—42	0,3—41	
		7,6	20,0	7,6	0,4	6,4	
V (6)	До 0,1	0,01—0,4	3,3—51	1,9—133	0,04—6	6,4—64,7	
		0,03	42,2	53,2	1,3	10,8	
VI (68)	До 331	0,6—472	1—512	0,4—664	0,1—25	1—43,2	
		3,0	42,2	22,1	0,6	4,4	
VII (34)	До 518	0,001—85	1—410	0,3—554	0,02—6,7	8,6—923	
		0,2	27,8	4	0,2	56,1	
VIII (4)	1—174	0,03—7	342—5698	190—2216	0,2—4,2	5,4—16,0	
		2,2	0,1	1025,6	997,2	1,0	10,8
Среднее		0,001—472	0,2—5698	0,3—2216	0,02—42	0,3—923	
		0,2	34,4	16,6	0,5	8,7	

* Серебро высокочувствительными методами не определялось, и поэтому нижние пределы ОК Ag; Au не приведены.

в целом для земной коры и дацитовых порфиров от диабазов Салаира в частности (см. табл. 4). Этим подчеркивается связь первых с кислым, а вторых — с основным магматизмом. Вертикальная зональность распределения металлов по их ОК наиболее резко выражена для полиметаллических руд (табл. 5). В них к поверхности быстро возрастают относительные концентрации серебра сравнительно с золотом, свинца сравнительно с цинком и медью и т. д. В собственно золотом постполиметаллическом типе оруденения значения ОК большей частью отчетливо более низкие и односторонней закономерности изменения их интервалов и средних величин не обнаруживаются (табл. 6).

Таким образом, в комплексе с региональным геолого-структурным, минералогическим, термобарогеохимическим и другими анализами, важ-

Таблица 3

Распределение ОК по глубине в породах непромышленного месторождения, Кузнецкий Алату

Горизонты (кол-во ана- лизав)	До	$\frac{Ag:Au}{Ag \mu : Au \mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu \mu : Au \mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb \mu : Zn \mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb \mu : Cu \mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn \mu : Cu \mu}$	$\frac{Co:Ni}{Co \mu : Ni \mu}$	$\frac{Mo:Cu}{Mo \mu : Cu \mu}$
0 (57)	До 528	0,03—528	0,002—3,9	16,7—342	6,6—2217	0,03—12	7,2—302,6	0,2—146
		8,8	0,1	361	94,9	1,2	21,6	6,3
IV (47)	До 77,6	0,7—77,6	0,05—19	2,6—284	13,2—332	0,1—8,4	6,7—71,8	0,4—43,8
		5,8	1,4	40	38,7	0,1	21,6	3,7
V (27)	До 34	1,4—34	0,3—50,6	29,—68,9	1,1—133	0,04—7	10,8—71,8	0,14—17,6
		8,9	6,0	51	30	0,6	21,6	2,6
Среднее		0,03—528	0,002—50,6	2,6—342	1,1—2217	0,03—12	6,7—302,6	0,14—146
		7,3	0,4	65,6	60,4	1,1	21,6	3,9

Относительные коэффициенты концентрации (ОК) элементов в полиметаллических и золотых рудах Салаирского рудного поля

Объект исследования	Кол-во анализов	$\frac{Ag:Au}{Ag \mu : Au \mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu \mu : Au \mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb \mu : Cu \mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb \mu : Zn \mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn \mu : Cu \mu}$
		Гранитоиды и риолиты *		$\frac{6,8-34}{20}$	$\frac{5,2}{106}$	$\frac{34-140}{106}$
Габброиды и базальтоиды *		$\frac{10}{30}$	$\frac{30}{6,2}$	$\frac{6,2}{10}$	$\frac{10}{0,5}$	$\frac{0,5}{0,5}$
Дацитовые порфириды печеркинской свиты **	11	$\frac{3,3-45}{17}$	$\frac{1,3-91}{8}$	$\frac{0,3-190}{33}$	$\frac{2,2-284}{29}$	$\frac{0,4-9,0}{1,2}$
Диабазовые дайки **	10	$\frac{2,8-25}{8,5}$	$\frac{22-295}{79}$	$\frac{1,3-20}{2,3}$	$\frac{4,4-27}{7,8}$	$\frac{0,1-1,0}{0,3}$
Сливные барит-полиметаллические руды	30	$\frac{2,4-4132}{54}$	$\frac{0,03-24}{0,8}$	$\frac{66-9973}{942}$	$\frac{14,5-11389}{54}$	$\frac{0,4-164}{18,5}$
Золотые руды за пределами полиметаллических (по данным разведочного опробования)	21	$\frac{0,003-35}{3,7}$	$\frac{0,06-47,0}{1,9}$	$\frac{8,5-2333}{73,7}$	$\frac{3,5-4114}{31,5}$	$\frac{0,01-31,5}{2,3}$
То же, по нашим данным	71	$\frac{0,01-344}{0,6}$	$\frac{0,0001-135}{0,04}$	$\frac{0,1-6667}{123}$	$\frac{1,25-10417}{51}$	$\frac{0,002-104}{2,4}$

* Данные для земной коры [Shcherbakov, 1979], пересчитанные по метеоритам типа С1.
 ** Породы горскинского разреза (фон для Салаирских месторождений).

Таблица 5

Распределение ОК элементов в полиметаллических рудах Салаирского рудного поля на глубину

Горизонты (кол-во анализов)	$\frac{Ag:Au}{Ag \mu : Au \mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu \mu : Au \mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb \mu : Zn \mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb \mu : Cu \mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn \mu : Cu \mu}$
I (130)	$\frac{0,6-4132}{26,1}$	$\frac{0,03-590}{2,6}$	$\frac{1,0-9973}{209,0}$	$\frac{1,1-1562}{52}$	$\frac{0,04-344}{4,2}$
II (92)	$\frac{1-2295}{19,2}$	$\frac{0,07-656}{3,6}$	$\frac{10-4000}{147}$	$\frac{3,3-991}{42}$	$\frac{0,4-293}{3,7}$
III (7)	$\frac{1,4-21,2}{9,2}$	$\frac{0,2-1107}{5,2}$	$\frac{0,07-1333}{55,6}$	$\frac{4,7-23,4}{10,9}$	$\frac{0,01-79,6}{5,3}$

Таблица 6

Распределение ОК элементов в золотых рудах Салаирского рудного поля на глубину

Горизонты (кол-во анализов)	$\frac{Ag:Au}{Ag \mu : Au \mu}$	$\frac{Cu:Au}{Cu \mu : Au \mu}$	$\frac{Pb:Cu}{Pb \mu : Cu \mu}$	$\frac{Pb:Zn}{Pb \mu : Zn \mu}$	$\frac{Zn:Cu}{Zn \mu : Cu \mu}$
II (44)	$\frac{0,03-34,8}{0,68}$	$\frac{0,0001-135}{0,04}$	$\frac{10,5-2327}{94,4}$	$\frac{3,3-469}{41,8}$	$\frac{0,006-31,2}{2,2}$
III (8)	$\frac{0,01-6,1}{1,45}$	$\frac{0,8-7,9}{1,0}$	$\frac{8,5-66,7}{34,9}$	$\frac{3,3-104}{8,3}$	$\frac{0,2-4,2}{3,9}$
IV (3)	$\frac{1,8-11,6}{6,7}$	$\frac{1,1-19,7}{0,7}$	$\frac{2,0-6666}{1555}$	$\frac{11,2-10416}{455}$	$\frac{0,6-4,2}{3,3}$
V (5)	$\frac{0,6-2,2}{2,0}$	$\frac{0,9-7,4}{5,0}$	$\frac{6,7-200}{13,5}$	$\frac{4,7-312}{25,4}$	$\frac{0,02-13,9}{0,5}$

ными и очень показательными геохимическими индикаторами золотого оруденения служат содержания и характер распределения золота в породах, а также интервалы вариаций значений ОК пар геохимически родственных элементов по латерали и, где возможно, на глубину.

ЛИТЕРАТУРА

- Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 132 с.
- Щербаков Ю. Г. Источники вещества и типизация месторождений золота.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 33—41.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В. Об индикаторном значении отношений металлов в золоторудных месторождениях.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 129—135.
- Щербаков Ю. Г., Росляков Н. А., Рослякова Н. В. и др. Геохимические методы при поисках глубокозалегающих и перекрытых месторождений золота.— В кн.: Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980, с. 22—34.
- Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В., Агеенко Н. Ф. и др. О генетическом соотношении полиметаллического и золотого оруденения в Салаирском рудном поле.— Геол. и геофиз., 1981, № 5, с. 68—73.
- Shcherbakov Ju. G. The distribution of elements in the geochemical provinces and ore deposits in «Origin and Distribution of the Elements». Pergamon Press, Oxford and New York, 1979, p. 689—695.
- Shcherbakov Ju. G., Roslyakov N. A., Roslyakova N. V. e. a. The search for buried gold deposits by geochemical methods.— In: Methods of geochemical prospecting Geological Survey, Prague, Czechoslovakia, 1979, p. 81—94.

Р. Г. КРАВЦОВА, Г. М. ГУНДОБИН

(СССР)

О ВЛИЯНИИ СТАДИЙНОСТИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ НА СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ

(на примере золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР)

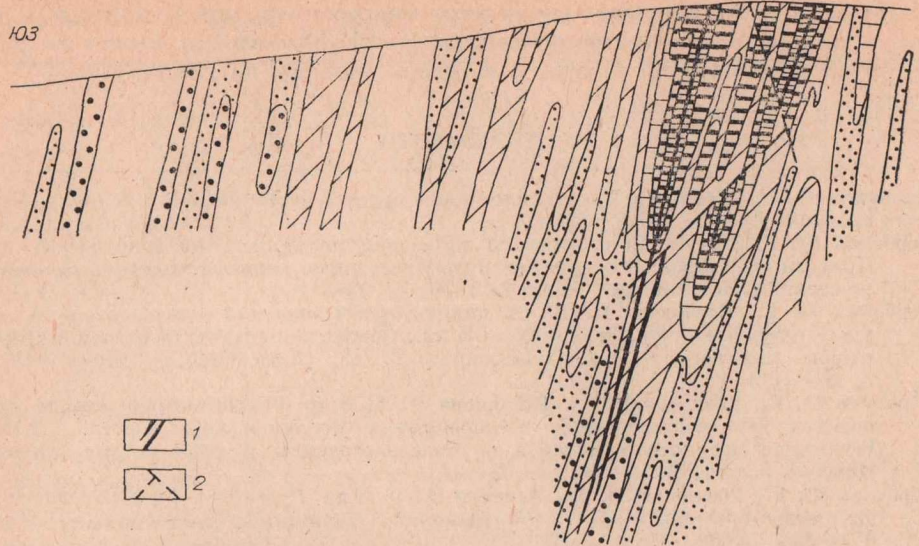
Изученные месторождения А, Б и В расположены в пределах одного из вулканогенных полей Приохотья и относятся к рудам убогосульфидной золото-серебряной формации. Вмещающими породами являются верхнемеловые эффузивы: андезиты, дациты, липариты, их туфы и игнимбри-ты. Рудные тела представлены кварцевыми, адуляр-кварцевыми жилами

Таблица 1

Краткая минералого-геохимическая характеристика рудных стадий месторождения В

Рудные стадии	Средние содержания элементов в рудных телах									Основные рудные минералы
	Hg	Au	Ag	Mo	As	Sb	Zn	Pb	Cu	
Ранняя золото-аргентитовая	0,2	0,8	40	4	40	60	50	10	30	Аргентит, электрум, пирит, реже прустит, пираргирит, блеклые руды
Поздняя золото-прустит-пираргиритовая	1,2	2,5	100	4	1000	1200	150	30	40	Электрум, прустит, пираргирит, аргентит, реже пирит, блеклые руды, штрουμεйерит

Примечание. Здесь и в табл. 2 содержания золота и серебра в усл. ед., остальные — в г/т.



Геохимические поля	Au	Ag	Pb	As	Mo	Sb	Hg	Упорядоченные ряды элементов
	2,5	32	—	60	—	10	0,4	Au Ag Sb As Hg
	500	320	—	30	—	50	8	Au Ag Sb As Hg
	13	24	20	26	6	8	0,1	Au Ag Sb As Mo
	260	240	2	13	3	40	0,2	Au Ag Sb As Mo
	0,03	9	—	26	4,2	1	0,1	Ag Au As Sb
	6	90	—	13	2,2	5	2	Ag Au As Sb
	0,18	5	25	24	10	—	—	Ag Au As Mo Pb
	12	50	2,5	12	5	—	—	Ag Au As Mo Pb
	—	3	60	—	20	—	0,1	Ag Mo Pb
	—	60	6	—	10	—	—	Ag Mo Pb
	0,01	2,5	30	20	6	—	—	Ag As Mo Pb
	2	25	3	10	3	—	—	Ag As Mo Pb
	0,01	0,5	15	—	4,4	—	—	—
	2	5	1,5	—	2,2	—	—	—

Полиэлементные геохимические поля. А, В и В — месторождения.

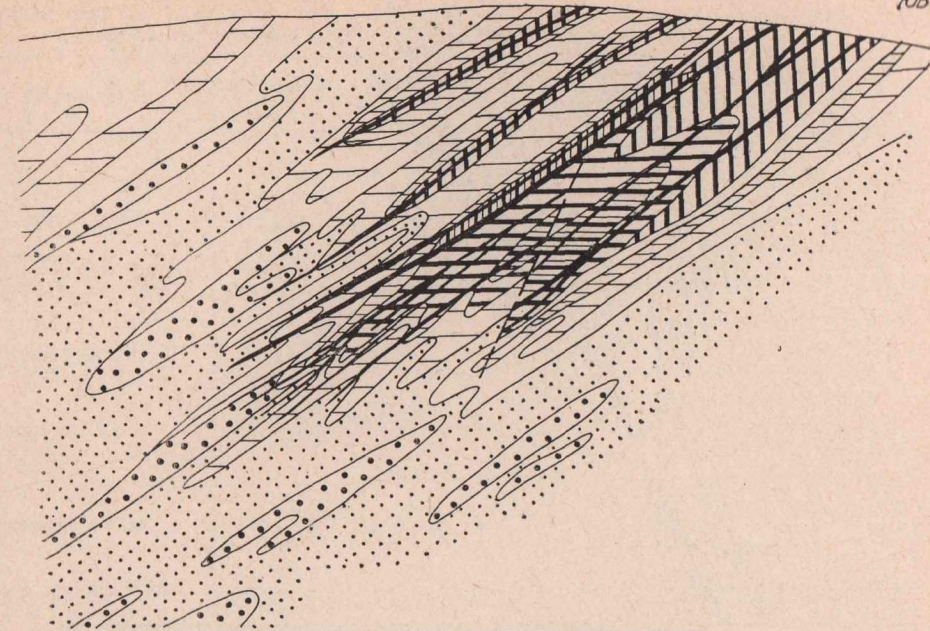
1 — жилы; 2 — тектонические нарушения. В таблицах числители — средние содержания элементов (золото и серебро в усл. ед., остальное — в г/т); знаменатели — средние значения коэффициентов контрастности, нормированные по фону. Прочерки — фоновые содержания.

и жильными зонами. Из жильных минералов наряду с кварцем и адуляром (90—95%) отмечены карбонат, гидрослюда (5—10%), реже каолинит; из рудных обычны пирит, аргентит, электрум, прустит, пираргирит, полибазит, штроемерит, менее характерны галенит, сфалерит, халькопирит. Возраст оруденения, как и вмещающих пород, верхнемеловой.

Вопросы, касающиеся элементного состава первичных ореолов, их зонального строения и особенностей развития, рассматривались ранее [Гундобин и др., 1974, 1976; Кравцова, 1979; Гундобин, 1980].

В результате дальнейших исследований установлено, что руды и ореолы на месторождении В в отличие от руд и ореолов ранее изученных месторождений А и Б, сформировавшихся в одну собственно золото-серебряную стадию, имеют более длительный и сложный характер развития. Здесь установлены две продуктивные стадии: золото-аргентитовая и более поздняя золото-прустит-пираргиритовая (табл. 1).

Сопоставления показывают, что на состав и строение ореолов стадийность процессов рудообразования оказала заметное влияние. Первичные ореолы месторождения В отличаются от ореолов месторождений А и Б, прежде всего, более разнообразным составом и увеличением контрастности содержания ряда элементов. Для месторождений А и Б характер-

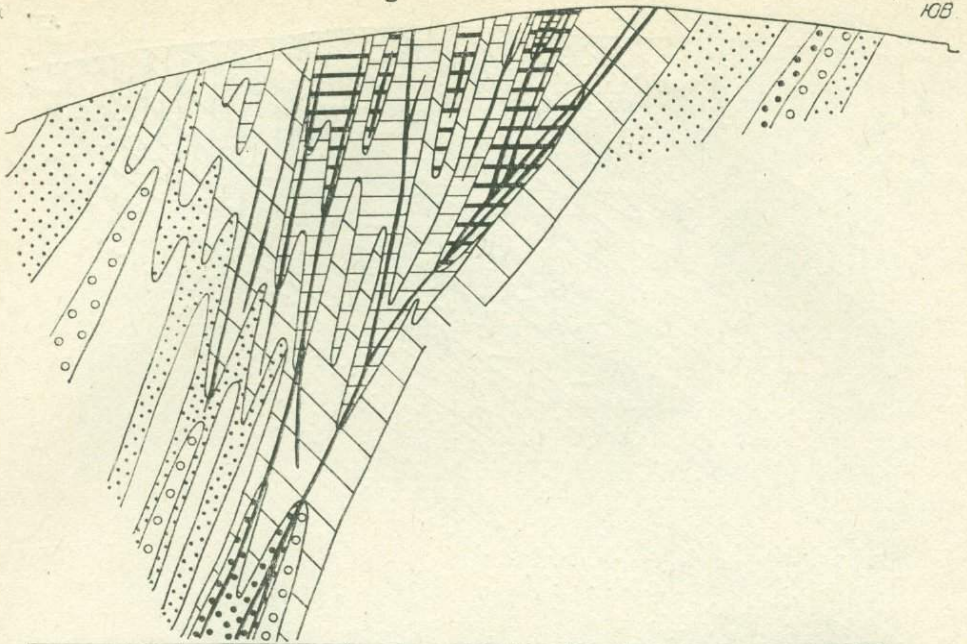


Геохимические поля	Au	Ag	Pb	Mo	As	Sb	Hg	Упорядоченные ряды элементов
	2,4	40	—	4	40	4	0,2	Au Ag Sb As Hg
	480	400	—	2	20	20	4	Au Ag Sb As Hg
	2,1	60	—	4	50	8	0,3	Ag Au Sb As Hg
	420	600	—	2	25	40	6	Ag Au Sb As Hg
	0,6	26	—	10	30	1	0,1	Ag Au As Sb Mo
	120	260	—	5	15	5	2	Ag Au As Sb Mo
	1,0	40	—	30	20	—	—	Ag Au Mo As
	200	400	—	15	10	—	—	Ag Au Mo As
	0,5	30	15	20	20	2	—	Ag Au Mo As Sb
	100	300	1,5	10	10	10	—	Ag Au Mo As Sb
	0,3	5	18	12	20	—	—	Au Ag As Mo
	60	50	1,8	6	10	—	—	Au Ag As Mo
	0,010	2	20	6	20	—	—	Ag As Mo
	2	20	2	3	10	—	—	Ag As Mo
	—	0,2	30	20	—	—	—	Mo Pb
	—	2	3	10	—	—	—	Mo Pb
	—	0,3	—	4,4	—	—	—	Ag Mo
	—	3	—	2,2	—	—	—	Ag Mo

ными ореолообразующими элементами являются ртуть, сурьма, мышьяк, золото, серебро, молибден, свинец. На месторождении В наряду с перечисленными отмечаются медь и цинк. Кроме того, значительно повышается контрастность золота, серебра, мышьяка, сурьмы и ртути.

Наглядное представление о влиянии стадийности на состав и строение ореолов дают карты и разрезы полиэлементных геохимических полей (см. рисунок). Сравнительная характеристика состава и строения полиэлементных геохимических ассоциаций на различных горизонтах изученных месторождений приводится в табл. 2.

Как видим, на подрудных горизонтах месторождения В рядом с типичными для месторождений золото-серебряной формации низкоконтрастными ассоциациями свинца, молибдена, серебра установлены аномальные концентрации таких необычных здесь элементов, как ртуть, сурьма, мышьяк и серебро. Появление на нижних горизонтах месторождения В второго максимума этих элементов обусловлено наложением более поздней продуктивной рудной стадии минерализации на более раннюю. Выявленная зональность на месторождении В является более сложной, чем



Геохимические поля	Au	Ag	Pb	Zn	Cu	Mo	As	Sb	Hg	Упорядоченные ряды элементов
3,0 600	50 500	—	—	35 1,7	3 1,5	150 75	50 250	2 40	Au Ag Sb As Hg	
2,0 400	52 520	15 1,5	100 2	30 1,5	6 3	156 78	45 225	2,2 44	Ag Au Sb As Hg Mo	
0,75 150	24 240	—	—	30 1,5	10 5	110 55	30 150	0,85 19	Ag Au Sb As Hg Mo	
0,2 40	10 100	—	—	25 1,2	12 6	100 50	25 125	0,2 4	Ag Au Sb As Mo Hg	
—	2 20	30 3	120 2,4	55 2,7	5 2,5	150 75	30 150	1,2 24	Sb As Hg Ag Pb Cu Zn Mo	
0,01 2	1 10	30 3	150 3	25 1,2	3 1,5	20 10	10 50	0,2 4	Sb Ag As Hg Pb Zn	
0,01 2	2 20	—	70 1,5	—	—	70 35	1 5	—	As Ag Sb	
0,01 2	1 10	—	—	—	4,4 2,2	—	—	—	Ag Mo	

на месторождениях А и В. На месторождениях А и В ряд вертикальной зональности по падению рудоносных зон выглядит следующим образом: ртуть — сурьма — мышьяк — серебро — золото — молибден — свинец; на месторождении В: ртуть^I — сурьма^I — мышьяк^I — серебро^I — золото — молибден (ртуть^{II} — сурьма^{II} — мышьяк^{II} — серебро^{II}) — медь — свинец (цинк).

Таким образом, телескопированное развитие различных стадий минерализации, особенно продуктивных, заметно влияет на состав и зональное распределение элементов в ореолах. Это необходимо учитывать в каждом конкретном случае, в том числе и при изучении однотипных объектов.

Важное значение полученные результаты имеют и в практике поисково-разведочных работ. Как показали исследования, универсальный ряд зональности, установленный для однотипных объектов, может значительно меняться в зависимости от конкретных условий. В этом случае наиболее надежные данные по прогнозу и оценке оруденения мы получим, опираясь не на отдельные элементы (ряд зональности), а на их группы, т. е. полиэлементные геохимические ассоциации.

Сравнительная характеристика полиэлементных геохимических ассоциаций рудных элементов по падению зон на месторождениях золото-серебряной формации

Горизонт, м	Ассоциации рудных элементов, средние содержания (числитель) и средние коэффициенты контрастности (знаменатель)
<i>Месторождение Б</i>	
Рудный, 0—80	Ag $\left(\frac{50}{500}\right)$, Au $\left(\frac{2,1}{420}\right)$, Sb $\left(\frac{8}{40}\right)$, As $\left(\frac{50}{25}\right)$, Hg $\left(\frac{0,3}{6}\right)$
Рудный, 80—160	Au $\left(\frac{2,2}{440}\right)$, Ag $\left(\frac{40}{400}\right)$, As $\left(\frac{40}{20}\right)$, Sb $\left(\frac{3}{15}\right)$, Mo $\left(\frac{6}{3}\right)$
Нижнерудный, 160—300	Au $\left(\frac{0,2}{40}\right)$, Ag $\left(\frac{3}{30}\right)$, As $\left(\frac{10}{5}\right)$, Mo $\left(\frac{12}{6}\right)$
Подрудный	Mo $\left(\frac{20}{10}\right)$, Ag $\left(\frac{0,3}{3}\right)$, Pb $\left(\frac{30}{3}\right)$
<i>Месторождение В</i>	
Рудный, 0—80	Au $\left(\frac{2,5}{500}\right)$, Ag $\left(\frac{51}{510}\right)$, Sb $\left(\frac{40}{200}\right)$, As $\left(\frac{150}{75}\right)$, Hg $\left(\frac{20}{44}\right)$
Рудный, 80—160	Ag $\left(\frac{38}{380}\right)$, Au $\left(\frac{1,8}{360}\right)$, Sb $\left(\frac{35}{175}\right)$, As $\left(\frac{120}{60}\right)$, Hg $\left(\frac{1,0}{20}\right)$, Mo $\left(\frac{6}{3}\right)$
Нижнерудный, 160—260	Ag $\left(\frac{10}{100}\right)$, Au $\left(\frac{0,2}{40}\right)$, Sb $\left(\frac{20}{100}\right)$, As $\left(\frac{100}{50}\right)$, Mo $\left(\frac{12}{6}\right)$, Hg $\left(\frac{0,2}{4}\right)$
Подрудный, 260—400	Sb $\left(\frac{15}{75}\right)$, As $\left(\frac{100}{50}\right)$, Ag $\left(\frac{2,0}{20}\right)$, Hg $\left(\frac{0,6}{12}\right)$, Pb $\left(\frac{30}{3}\right)$, Cu $\left(\frac{55}{2,7}\right)$, Mo $\left(\frac{5}{2,5}\right)$ Zn $\left(\frac{120}{2,4}\right)$

ЛИТЕРАТУРА

- Гундобин Г. М. Первичные ореолы рудных районов. Новосибирск: Наука, 1980. 128 с.
- Гундобин Г. М., Гумениок В. А., Кравцова Р. Г. Некоторые черты зональности месторождений золото-серебряной формации одного из рудных районов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск: Наука, 1974, с. 238—242.
- Гундобин Г. М., Гумениок В. А., Кравцова Р. Г. Зональность золото-серебряных проявлений и связь ее с особенностями развития Туромчинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976, с. 398—399.
- Кравцова Р. Г. Зональность первичных ореолов одного из месторождений золото-серебряной формации.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Тезисы докладов. Якутск, 1979, с. 40—43.

М. Г. КОКШАРСКИЙ

(СССР)

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ
СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ

Одно из наиболее прогрессивных направлений в прикладной геохимии — поиски и оценка эндогенного оруденения по первичным геохимическим ореолам. Основой разработки и совершенствования метода служат исследования закономерностей распределения химических элементов в околорудном пространстве на хорошо разведанных месторождениях.

В качестве эталонных изучены месторождения, расположенные в центральной части Верхояно-Колымской складчатой системы в пределах развития терригенных пород поздне триасового возраста, приуроченные к

зоне сочленения мегабрахиантиклинория и мегасинклинория и контролирующиеся разрывными структурами глубинного разлома.

Рудные тела — крутопадающие линзы и жилы, локализованные в зонах интенсивного смятия и рассланцевания пород и сформированные в процессе рудного метасоматоза. Минеральный состав тел выдержан, в основном их составляют кварц-антимонитовые руды метасоматического замещения; в незначительных количествах встречаются пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, бертьерит, самородное золото, шеелит, галенит и другие более редкие минералы. Рудовмещающие породы песчано-глинистого состава близ рудных тел беризитизированы. Внешняя зона измененных пород представлена гидрослюдистыми метасоматитами, которая через промежуточную кварц-анкерит-гидрослюдистую фацию переходит во внутреннюю зону анкеритизации и пиритизации. Непосредственно к рудным жилам примыкает узкая зона арсенопиритизации с антимонитом, пиритом и шеелитом.

Оруденение носит ярко выраженный столбовой характер. На месторождениях проведено систематическое литохимическое опробование более 50 пог. км керн колонковых скважин, поверхностных и подземных горных выработок, обнажений. Отобрано и проанализировано эмиссионным спектральным экспресс-анализом, химико-спектральным на золото и атомно-абсорбционным на ртуть более 15 тыс. геохимических проб. Привлечено значительное количество химических анализов на сурьму и мышьяк бороздовых и керновых проб. Математическая обработка аналитической информации выполнялась с использованием комплекса программ на ЕС ЭВМ.

Основным параметром для характеристики ореолов и оценки зональности служили линейные продуктивности (M). При подсчете продуктивности каждого элемента по отдельной горной выработке учитывались только пробы в пределах ореола главного полезного компонента — сурьмы. Все расчеты велись на полную мощность ореола, включая рудоносный интервал.

Место каждого элемента в рядах зональности рассчитывалось по координате центра тяжести фигуры образованной осями координат $h(m)$, M и графиком изменения M вдоль выбранного направления [Григорян и др., 1975]*:

$$Z_i = \frac{\sum_{k=1}^N h_k M_{ki}}{\sum M_{ki}},$$

где Z_i — координата центра тяжести i -го элемента (м); h_k — абсолютная отметка (м) K уровня; M_{ki} — линейная продуктивность i -го элемента на K уровне; N — число уровней.

Если по исследуемому направлению выявлялось несколько сопоставимых по интенсивности максимумов в накоплении химического элемента, то для каждого из них центры тяжести определялись отдельно. В этих случаях расчет велся только по уровням, на которые распространялось влияние конкретного максимума. Ранжирование химических элементов по центрам тяжести, в том числе и промежуточным, позволяет выстраивать единый ряд зональности по любому выбранному направлению, детализировать его внутреннюю структуру, исследовать зональность разных порядков (отдельных рудных столбов, рудных тел, рудных зон с эшелонированным характером оруденения и т. п.), выявлять и анализировать поперечную зональность. В последнем случае вместо абсолютных отметок учитывается расстояние от центра рудного тела до интервала пробы, а вместо продуктивностей — содержания элементов в пробе.

Сравнением фоновых концентраций элементов с их кларками в песчано-глинистых породах установлено, что породы сурьмяных рудных по-

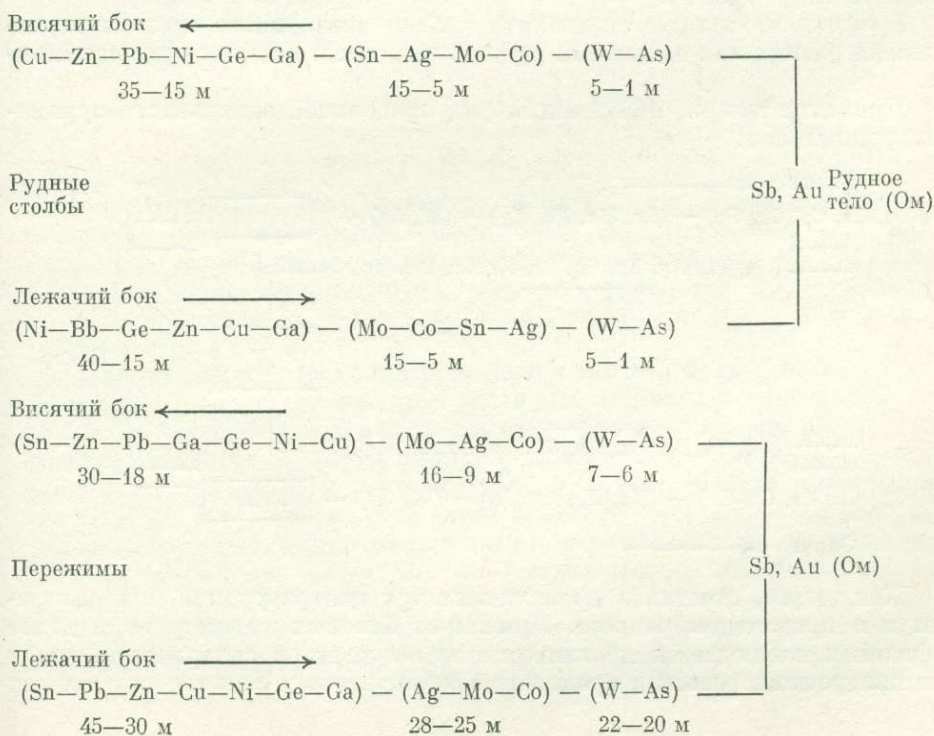
* Григорян С. В., Рубо Г. Л., Сандомирский С. А. Обработка геохимической информации на ЭВМ типа «Ряд» с применением программы «Мульти». — В кн.: Методы обработки цифровой информации при геохимических поисках. М.: изд. ИМГРЭ, 1975, с. 97—98.

лей резко обогащены сурьмой, мышьяком, золотом, в меньшей мере — цинком, резко обеднены ртутью, вольфрамом, молибденом, оловом, галлием, при незначительном дефиците никеля. Примерное соответствие фона и кларка наблюдается по свинцу, кобальту, меди, серебру, германию.

В околорудном пространстве месторождений развиты первичные ореолы многих элементов. Ореолы сурьмы, мышьяка, золота, нередко — вольфрама, серебра и ртути наиболее интенсивны, мощность их достигает 100 м и более, по морфологии они повторяют морфологию рудных тел, четко фиксируя рудные столбы.

Зональное строение ореолов изучалось в генеральном направлении движения рудоносных гидротерм (осевая зональность), по простиранию рудных зон (продольная зональность) и вкrest их простирания (поперечная зональность).

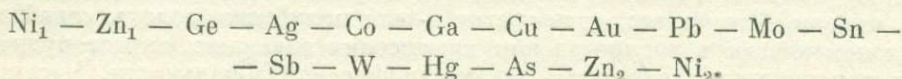
Типоморфной особенностью поперечной зональности является четкая дифференциация элементов по характеру распределения вкrest простирания кварц-антимонитовых жил на три группы. Максимальное накопление в рудах характерно только для сурьмы, золота, серебра, ртути, в забандах жил отмечается локальное понижение их содержаний. Максимальные концентрации мышьяка и вольфрама тесно связаны и приурочены к экзоконтакту жил, в рудах их концентрации колеблются на уровне 1—10 геофонов. Цинк, медь, олово, молибден, никель, галлий, германий образуют отрицательные аномалии в рудных телах, дают прерывистые мало-мощные ореолы на некотором удалении (5—15, иногда до 30—40 м) от жил в стороны висячего и лежащего боков. Во вмещающих породах наблюдается волновое распределение всего комплекса элементов-индикаторов — прослеживается несколько максимумов их содержаний с каждой стороны от рудного тела, расстояния между которыми для разных элементов не совпадают (например, там, где наблюдается вторая волна накопления кобальта, никеля, фиксируется уже третья — для молибдена, золота, серебра). Закономерности в распределении химических элементов вкrest рудных тел хорошо иллюстрируются рядами поперечной зональности. Частные ряды рассчитывались с учетом только первых максимумов накопления элементов по выработкам, пересекающим как рудные столбы, так и пережимы, и строились от центра тяжести ореола сурьмы в висячий и лежащий бока. Обобщенные ряды выглядят следующим образом:



Учитывая ряд поперечной зональности можно констатировать, что для сурьмяных рудных столбов характерна чехловая (центриклинальная) зональность.

На основе выявленной зональности выбраны показатели зональности (v_n), представляющие собой отношения произведений линейных продуктивностей элементов-индикаторов с противоположной тенденцией распределения по вертикали. Анализ графиков изменения v_n вдоль длинных осей отдельных рудных тел, каждая точка которых получена осреднением мультипликативных показателей для нескольких скважин определенного разведочного горизонта, позволил установить относительный эрозионный срез выведенных на поверхность рудных зон «эталонных» месторождений, совместить частные графики мультипликативных отношений и реконструировать зональность рудоносного интервала на протяжении 1500 м по вертикали.

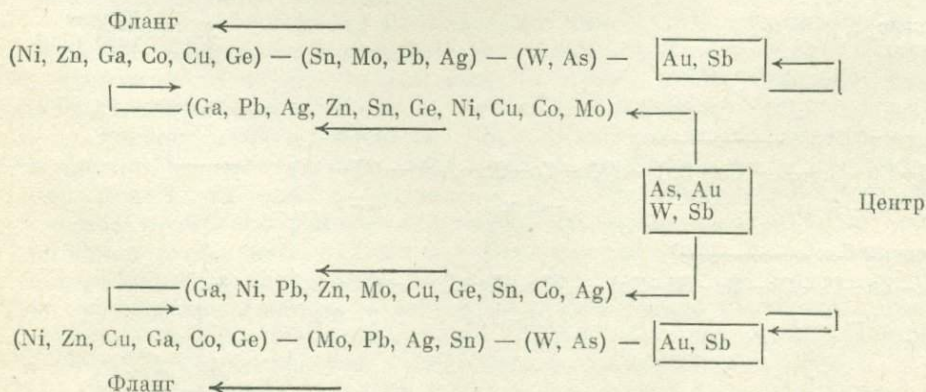
Выявлено, что развитие сурьмяной минерализации в рудных зонах имеет волновой характер. Это выражается в существовании трех вертикально эшелонированных структурно-геохимических ярусов, автономная центриклинальная зональность которых проявляется на фоне более общей зональности рудной зоны. В зональных колонках отдельных рудных столбов золото и сурьма всегда занимают соседние места, а в общей зональности рудной зоны центры тяжести этих элементов сдвинуты относительно друг друга, верхний структурно-геохимический ярус более «сурьмяный», средний — переходный, а нижний — более «золотой». Для нижнего яруса характерно накопление цинка, никеля, галлия, германия, кобальта, серебра; для среднего — свинца, меди, молибдена, олова; для верхнего — вольфрама, мышьяка, цинка, никеля. Общий ряд зональности для гидротермальной колонны в вертикальном диапазоне 1,5 км имеет следующий вид (снизу вверх):



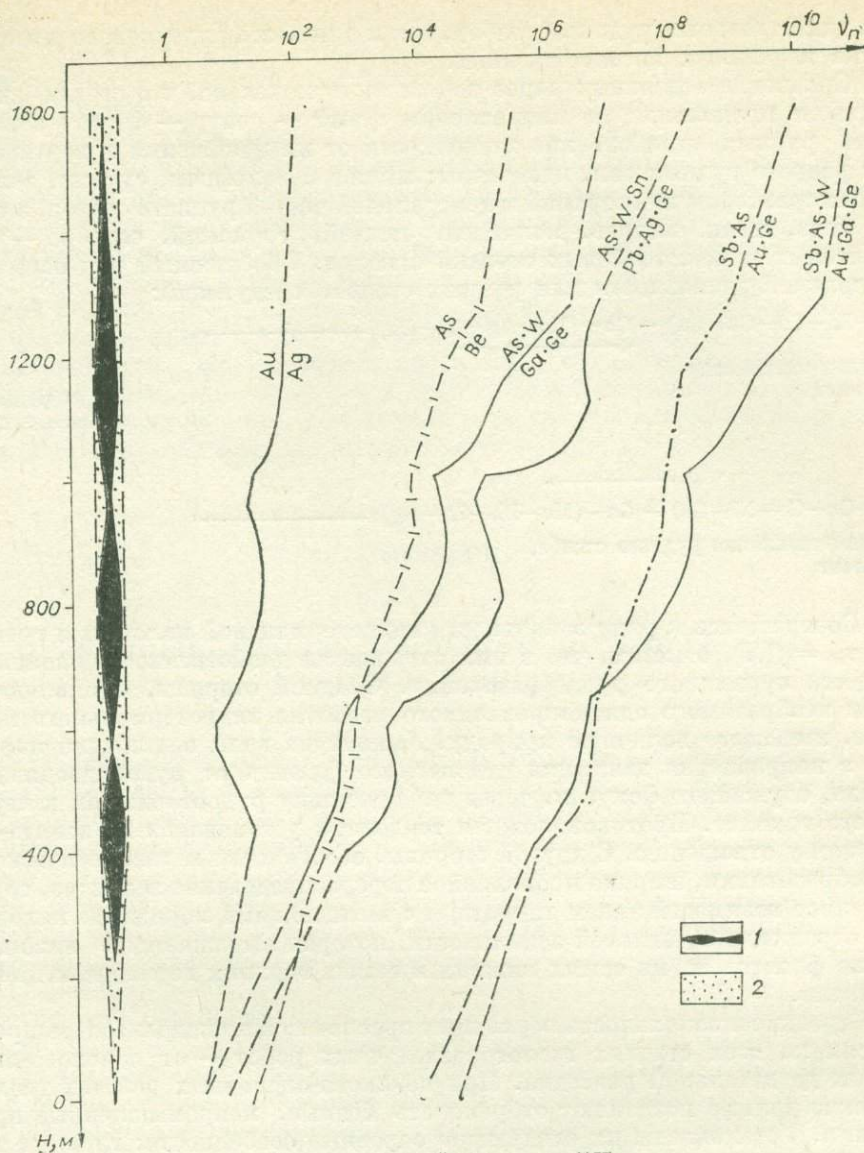
Особенности состава и строения первичных ореолов воплощены в эталонных графиках $v_n = f(H)$ (см. рисунок), совокупность которых по существу является эмпирической моделью осевой зональности ореолов сурьмяных месторождений.

Графики позволяют определять уровни эрозионного среза и вертикальный размах как отдельных рудных тел, так и в целом рудной колонны.

Приведем теперь обобщенный ряд продольной зональности сурьмяных рудных зон:



Как видим, отчетливо проявляются три центра рудной минерализации и в продольном разрезе. Причем от боковых максимумов и далее к флангам наблюдается практически та же картина зональности, что и для поперечной, осевой и продольной составляющих зональности рудных



Эталонные графики $v_n = f(H)$.
 1 — рудные столбы; 2 — вкрапленные руды.

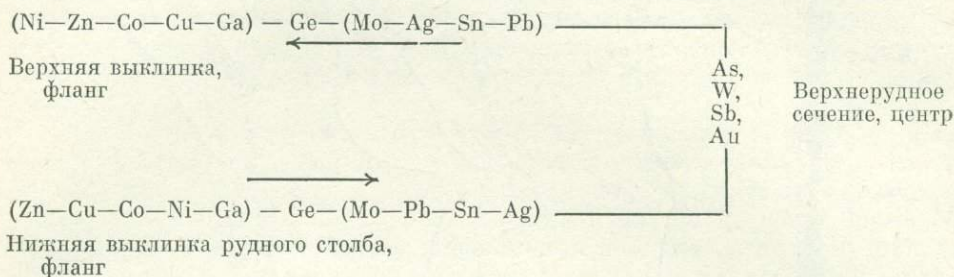
столбов. Центры тяжести элементов, концентрирующихся между главным и фланговыми максимумами, обычно настолько сближены, что ранжировать их в закономерный и достаточно стабильный ряд не удается. По-видимому, здесь мы фиксируем конечный результат процесса перераспределения вещества, вынесенного из соседних центров минерализации (рудных столбов).

Значительных расхождений в распределении большинства элементов по разрезам вкrest рудных тел, резко различающихся своими параметрами, не наблюдается. Однако в местах пережимов центры тяжести накопления элементов оттянуты в сторону лежачего бока на большее расстояние. Таким образом, первые максимумы всех элементов вписываются в очертания ореола главного рудного элемента — сурьмы, все расчеты целесообразно вести в этом контуре, а минимальная длина горных выработок для качественного геохимического опробования должна составлять 80—100 м.

Направления для вывода рядов осевой и продольной зональности выбирались на продольных разрезах рудоносных жил с учетом их склонения. Нами рассчитаны различные варианты частных рядов зональности

как для отдельных рудных столбов, так и для всего рудоносного интервала на изученных месторождениях.

Сравнение отдельных рядов зональности показало, что осевая (снизу вверх) и продольная (в направлении фланг — центр — фланг) зональность рудных столбов, вне зависимости от их положения в вертикальном разрезе рудных зон, идентичны: мышьяк, вольфрам, сурьма, золото более характерны для верхней и центральной частей рудного столба, а олово, медь, цинк, никель, молибден, галлий, германий, серебро — для фланговых и межстолбовых сечений ореолов. Обобщенный ряд осевой и продольной зональности для рудных столбов следующий:



Возвращаясь к ряду зональности гидротермальной колонны и графикам $v_n = f(H)$, отметим, что в них отражается двойственность сложного процесса сурьмяного рудообразования. С одной стороны, проявляются черты необратимого однонаправленного развития гидротермального процесса, имеющего волновую природу. Амплитуда волны постепенно нарастает в направлении движения рудоносного флюида от рудоподводящего канала, служащего фокусом, через рабочую зону рудоотложения к верхней его границе. Противоположная тенденция установлена по золото-серебряному отношению. С другой стороны, особенности метасоматического рудообразования, широко проявленное перераспределение вещества, обусловленное взаимодействием гидротерм с вмещающими породами, находят свое отражение в чехловой зональности, которая выражается в накоплении на фланговых, на самых нижних и самых верхних горизонтах цинка и никеля.

Строение и зональность первичных ореолов можно использовать практически на всех стадиях геологоразведочных работ — от поисково-оценочных до детальной разведки. При поисково-оценочных работах геохимические данные позволяют отбраковать бедные, непромышленные проявления. Установлены их следующие основные особенности: главные типоморфные элементы — сурьма, мышьяк, золото не образуют контрастных аномалий, не выявляются ореолы вольфрама, отсутствуют отрицательные аномалии меди, цинка, никеля, молибдена, олова и других элементов. Показатели зональности имеют низкие значения.

На ранних стадиях оценки рудопроявлений по поверхностным горным выработкам, продольная зональность позволяет определить положение рудных столбов и их склонение, а следовательно, выявить «осевые» пересечения, параметры которых используются для определения эрозионного среза по эталонным графикам.

Результаты апробации установленных геохимических критериев показали, что оценка перспектив сурьмяных проявлений по эндогенным ореолам возможна и эффективна уже в том случае, когда мы располагаем данными опробования лишь поверхностных горных выработок.

Оперативное геохимическое опробование скважин колонкового бурения и подземных горных выработок на стадиях предварительной и детальной разведки позволяет корректировать направление разведочных работ, значительно сокращать объемы поискового бурения.

Применение разработанных геохимических критериев в Восточной Якутии позволило определить эрозионный срез и перспективы глубоких горизонтов нескольких месторождений и ряда проявлений, предсказать

наличие слепых рудных тел, отбраковать глубокоэродированные рудопроявления. Так, по геохимическим данным перспективы главной зоны одного из месторождений связывались с четырьмя рудными столбами (три из которых слепые), что полностью подтвердилось в дальнейшем. Существенно расширены перспективы глубоких горизонтов другого месторождения, где было предсказано наличие второго яруса оруденения. Два объекта с богатыми рудами на поверхности признаны глубокоэродированными, для каждого из них определены нижние границы распространения оруденения. Последующие буровые работы подтвердили правильность геохимической оценки. Два рудопроявления оценены положительно на глубину, в настоящее время на них ведется разведка, материалы которой хорошо согласуются с геохимическим прогнозом. Геохимические данные являются необходимым дополнением к геологической информации о рудных объектах: их всесторонний анализ помогает решать ключевые вопросы, возникающие в процессе геологоразведочных работ.

А. А. ПУЗАНОВ

(СССР)

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ СОВЕТСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Советское золоторудное месторождение залегает в толще филлитизированных глинистых и алевроито-глинистых сланцев удерейской свиты верхнего протерозоя и сложено преимущественно седловидными кварцевыми телами, приуроченными к замкам антиклинальных складок [Григорьев, Филонок, 1976]. Кварц, которому сопутствуют в небольшом количестве карбонаты, альбит, серицит, мусковит, хлорит, выполняет 85—95% объема жил. В них постоянно присутствуют ленты и линзы вмещающих филлитов. Среди рудных минералов преобладают пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, халькопирит. В изученной части месторождения они располагаются преимущественно вдоль контактов кварцевых жил и вблизи включений сланцев в кварце, а также непосредственно в кварцевых жилах. Метасоматические изменения околожильных пород проявлены в серицитизации, турмалинизации и десиликации.

Образованная метасоматическая парагенетическая ассоциация носит противоречивый характер — развивается метасоматическая колонка, присутствующая зонам кислотного выщелачивания типа березитизации и листовенитизации, и одновременно происходит уменьшение количества кремнезема и растворение кварца вплоть до образования чисто серицитовых пород, т. е. в процессе метасоматического замещения при вполне подвижном поведении кремнезема формируется мономинеральная бескварцевая серицитовая тыловая зона колонки.

Вынос кремнезема в процессе кислотного выщелачивания, при устойчивом мнении об устойчивости SiO_2 в кислых средах, можно объяснить только сильной недосыщенностью гидротермального флюида кремнеземом, как это показано в работе И. Н. Кигая [1979]. Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о первоначально кислом режиме минералообразования в метасоматитах, а не щелочном, как утверждает В. Г. Михеевым и др. [1975]. Серицитизация сопровождается турмалинизацией и способствует повышению пористости пород.

За счет железа и магния разлагающегося хлорита и привноса кальция при дощелачивании раствора по мере повышения активности растворимых оснований образуются карбонаты сидерит-анкеритового состава.

Главными катионами карбонатных минералов кварцевых жил, метасоматически измененных околожильных пород и филлитов рудного поля Советского месторождения являются Fe^{2+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Двухвалентный

Таблица 1

Матрица коэффициентов корреляции эквивалентных содержаний катионов карбонатов

Ca ²⁺		Fe ²⁺		Mg ²⁺		Mn ²⁺
1	-0,96	1	+0,11	1	+0,37	1
		-0,33	-0,17	+0,19		

марганец присутствует постоянно, но в незначительных количествах в виде примеси и в общей сумме катионов составляет не более 3,8 экв.%, при среднем значении 1,4 экв.%. Вероятнее всего, Mn²⁺ замещает Ca²⁺ и несколько меньше закисное железо (табл. 1). Из этой же таблицы следует, что взаимоотношения Fe²⁺ и Ca²⁺ носят резко антагонистический характер.

В составе карбонатов преобладают железистые разновидности — от железистых анкеритов до слабокальциевых пистомезитов и сидероплезитов (рис. 1). Они представлены, по-видимому, смесью кальцита, анкерита и сидероплезита-пистомезита, где преимущественная роль принадлежит сидеритовому твердому раствору. Очевидно, состав карбонатов зависит от железистости замещаемого хлорита.

На месторождении карбонаты распространены повсеместно, начиная от филлитов рудного поля и кончая кварцевожильными телами. Среднее содержание суммы карбонатов в изученной части минерализованной зоны составляет 10%, колеблясь от 2,1% в филлитах юго-западного фланга среднего горизонта до 32,7% в зоне кварцевожильной минерализации, а в отдельных пробах от 1,4 до 60,7%.

На карте распределения классов содержаний карбонатов и величин кварценоности (рис. 2) в пределах рудной зоны отчетливо видно, что участки с наибольшим количеством жильного кварца (класс 5) характеризуются высокими содержаниями карбонатов. Эти участки окаймляются зонами максимального накопления карбонатов со средними значениями кварценоности (классы 3 и 4). В периферических зонах концентрация жильного кварца и карбонатов заметно снижается (классы 1 и 2).

На фоне изменения содержания карбонатов меняется их состав (рис. 3). В пределах минерализованной зоны на всех горизонтах увеличение мощности кварцевожильных тел при общем снижении количества карбонатов сопровождается увеличением их железистости. Результаты карбонатного анализа свидетельствуют о широком проявлении углекислого метасоматоза.

Пирит, пирротин и арсенопирит, главные сульфиды месторождения встречаются в жильной массе и во вмещающих филлитовидных сланцах (рис. 4), где их содержание иногда достигает 10% объема. По данным минералогических наблюдений, насыщенные арсенопиритом сланцы отмечаются на расстоянии до 1,5 м от кварцевых тел, дальше наблюдается лишь убогая вкрапленность, распространяющаяся на большие расстояния и фиксирующаяся ореолами мышьяка.

Внутри кварцевых жил арсенопирит образует крупные (до 15—80 см) скопления (рис. 4, а) в виде агрегатов тесно сросшихся псевдоромбических или призматических кристаллов до 3 см по длинной оси. В агрегатах повсеместно проявлены дробление и катаклаз. Чаще же скопления арсенопирита находятся во внутренних ксенолитах сланцев, как правило превращенных в серицитовый метасоматит, или на продолжении этих ксенолитов, являющихся, как показывает изучение соотношений слоистости [Петров, 1974], несмещенными реликтами боковых пород. Эти данные свидетельствуют о метасоматической природе формирования арсенопирита и парагенных пирита и пирротина, по времени образования более ранних, чем основная масса жильного кварца. Действительно, температура обра-

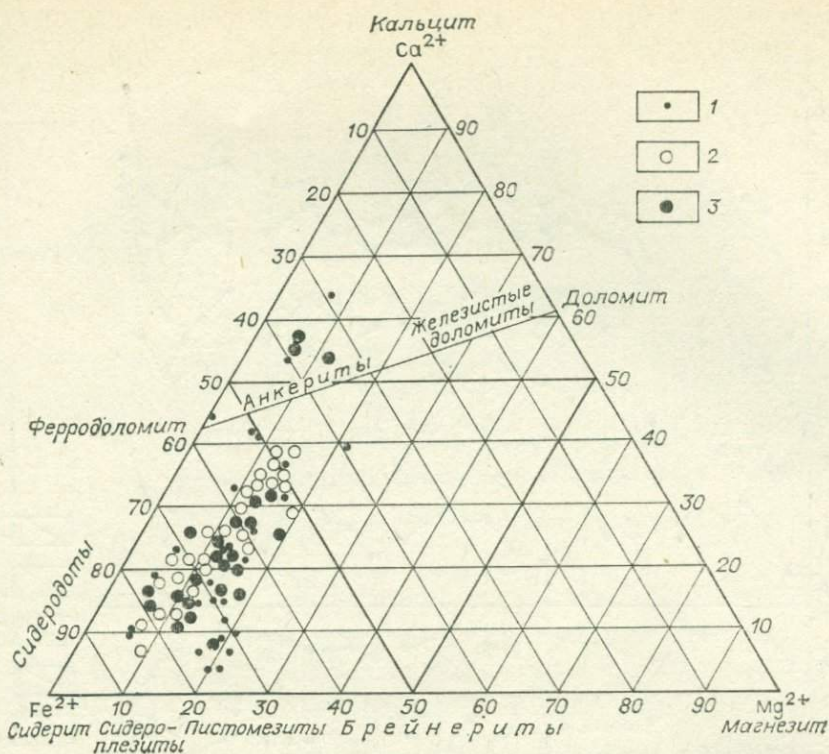


Рис. 1. Состав карбонатов минерализованной зоны Советского месторождения. 1 — карбонаты горизонта 2; 2 — карбонаты горизонта 3; 3 — карбонаты горизонта 4.

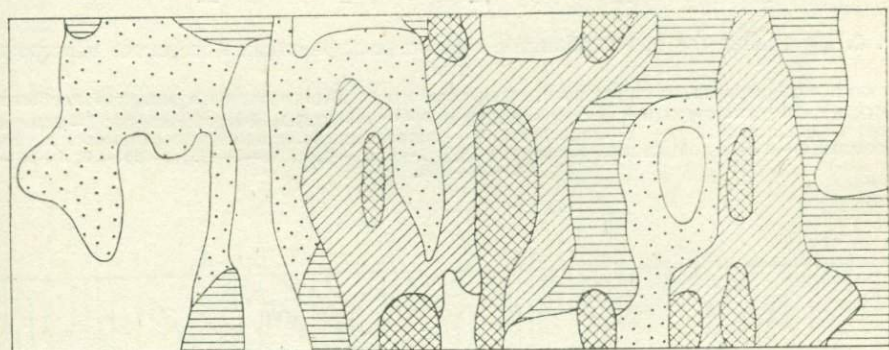


Рис. 2. Распределение суммы содержаний минералов карбонатов и величины кварцевосности по разрезу Советского месторождения. Содержания минералов карбонатов и кварцевосность соответственно (%): 1—5; 2. 2—6; 15. 3—10; 15. 4—9; 43. 5—7; 78.

зования арсенопирита на Советском месторождении находится в пределах 350°C [Ли и др., 1971], тогда как температура декрепитации жильного кварца составляет в среднем 250° при разбросе от 230 до 270°C.

Метасоматические образования околожильных пород сопровождалось формированием первичных ореолов большого числа химических элементов. Наиболее контрастные ореолы образуют золото, мышьяк, ртуть, серебро, свинец, марганец. Постоянно присутствуют в аномальных концентрациях невысокой контрастности цинк, бор, фтор, никель, медь, кобальт и молибден. Еще менее контрастные ореолы дают олово, висмут, ванадий, хром, ниобий, галлий, литий. Олово и висмут в аномальных концентрациях встречаются в единичных пробах, остальные элементы образуют

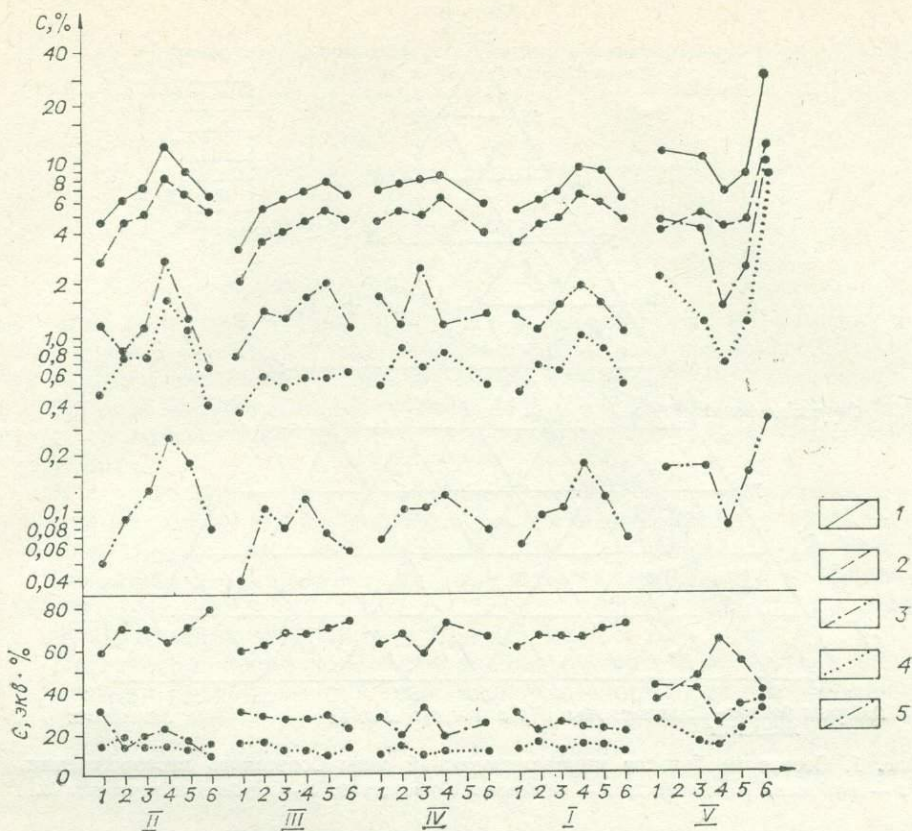


Рис. 3. Изменение состава карбонатов в различных участках Советского месторождения.

1 — сумма сидеритового, кальцитового, магниезитового и родохрозитового минералов карбонатов; 2 — CO_2 и Ca^{2+} ; 3 — CaCO_3 и Ca^{2+} ; 4 — MgCO_3 и M^{2+} ; 5 — MnCO_3 . Римские цифры: I — минерализованная зона в целом, II—IV — горизонты, V — зона кварцевозильной минерализации глубоких горизонтов; 1—6 — величина кварценоности (%): 1—0; 2 — до 5; 3—5—25; 4—25—50; 5—50—75; 6—75—100.

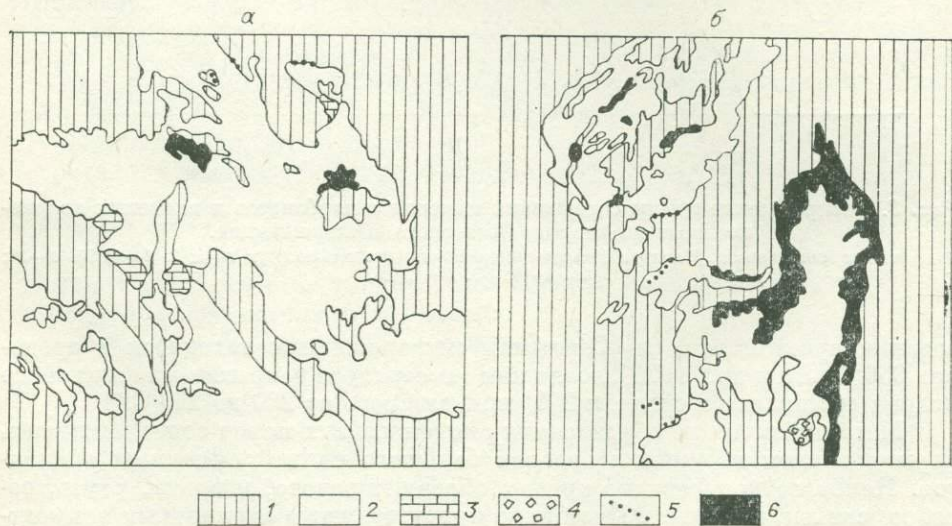


Рис. 4. Расположение карбонатов (а) и сульфидов (б) относительно кварцевых тел. Фрагмент стенки кварцшлага.

1 — вмещающие породы; 2 — арц; 3 — карбонаты; 4 — пирит; 5, 6 — арсенопирит (5 — вкрапленный, 6 — массивный).

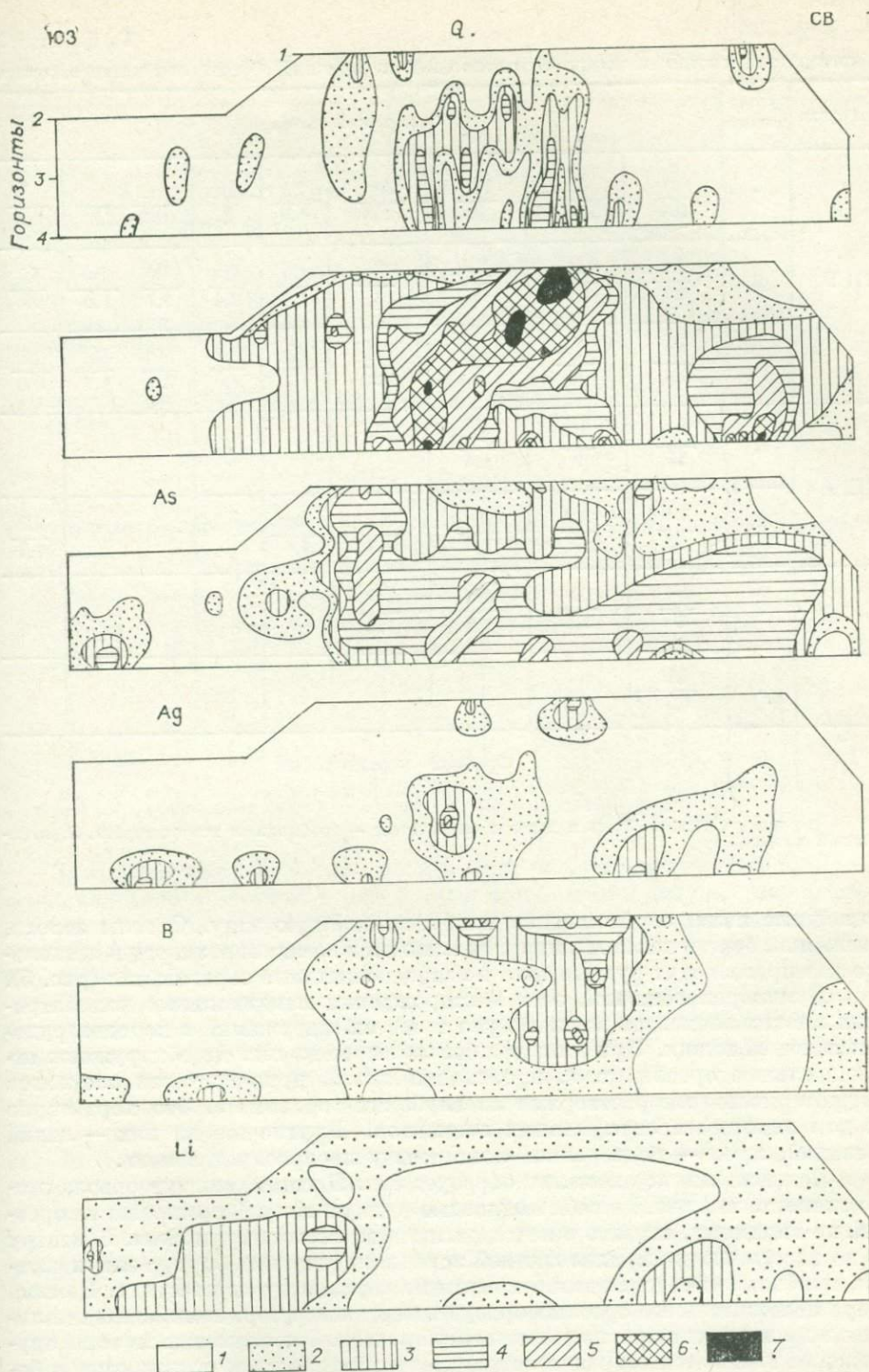


Рис. 5. Ареалы кварцевосиличной минерализации, геохимические ассоциации и первичные ореолы мышьяка, серебра, бора, лития по разрезу Советского месторождения. Величина кварценоности в ареалах кварцевосиличной минерализации (%): 1—0—5; 2—5—25; 3—25—50; 4—50—75; 5—75—100. Содержания химических элементов (г/т): мышьяк — 1—<100; 2—100—200; 3—200—300; 4—300—1000; 5—1000—10 000. Серебро — 1—0,1; 2—0,1—0,2; 3—0,2—0,5; 4—0,5—1,0; 5—1,0—2,0. Бор — 1—<400; 2—400—600; 3—600—800; 4—800—1000; 5—1000—3500; Содержания лития — в пределах фона.

Элементный состав главных геохимических ассоциаций Советского месторождения

Группа	Ассоциация	Элементный состав								
III Б	7	$\frac{\text{Au}}{>100}$	$\frac{\text{As}}{20}$	$\frac{\text{Pb}}{4}$	$\frac{\text{Ag}}{2,5}$	$\frac{\text{Zn}}{1,5}$	$\frac{\text{Mn}}{2}$	$\frac{\text{B}}{0,9-1,3}$		$\frac{\text{Li}}{0,6}$
	6	$\frac{\text{Au}}{50}$	$\frac{\text{As}}{11}$	$\frac{\text{Ag}}{4}$	$\frac{\text{Pb}}{3}$	$\frac{\text{Co}}{1,6}$	$\frac{\text{Mn}}{2,4}$	$\frac{\text{Be}}{1,7}$	$\frac{\text{Be}}{1,6}$	$\frac{\text{Li}}{0,6}$
	5	$\frac{\text{Au}}{20}$	$\frac{\text{As}}{4}$	$\frac{\text{Ag}}{2}$	$\frac{\text{Cu}}{2}$	$\frac{\text{Co}}{1,7}$	$\frac{\text{Ni}}{1,6}$	$\frac{\text{Mn}}{2,2}$	$\frac{\text{Ba}}{1,7}$	$\frac{\text{Li}}{0,9}$
III А	4	$\frac{\text{Au}}{15}$	$\frac{\text{As}}{2}$	$\frac{\text{B}}{1,4}$						
	3	$\frac{\text{As}}{10}$	$\frac{\text{Au}}{7}$	$\frac{\text{Mn}}{1,6}$	$\frac{\text{Ba}}{1,7}$	$\frac{\text{Be}}{1,6}$				$\frac{\text{Li}}{0,7}$
II	2	$\frac{\text{As}}{2}$	$\frac{\text{B}}{1,8}$	$\frac{\text{Au}}{1,6}$	$\frac{\text{Pb}}{1,6}$					
	1	$\frac{\text{Li}}{1,3}$								
I	0	Фоновые концентрации								

Примечание. Здесь и далее в знаменателе — коэффициент контрастности, нормированной по фону.

сплошные поля, окаймляющие минерализованную зону. Ореолы золота, мышьяка, бора и некоторых других элементов по своим размерам в несколько раз превосходят рудные тела и кварцевожилые образования (рис. 5).

В минерализованной зоне месторождения максимальные концентрации многих элементов во много раз выше их содержаний в породах рудовмещающей толщи. При этом для большинства из них не обнаружены отрицательные ореолы, т. е. происходил явный привнос части элементов гидротермальными растворами из глубоких горизонтов. Это характерно и для некоторых литофильных элементов. Другие же из них — литий, ванадий, хром — подверглись локальному перераспределению.

Положительные аномалии образует бор. Внешний контур ореола этого элемента включает в себя полностью рудную зону. Формирование ореола, по-видимому, связано с начальными процессами оруденения. К центру и по восстанию минерализованной зоны концентрации бора увеличиваются, наибольшие содержания отмечены на верхнерудных участках. Помимо бора положительные ореолы образуют марганец, фтор. Распределение лития и хрома носит противоположный характер. Эти элементы из зоны оруденения выносятся, образуя «отрицательный» ореол, и осаждаются в боковых породах и в верхней части зоны.

В зависимости от пространственного положения и уровня концентраций химические элементы группируются в несколько геохимических ассоциаций (табл. 2). Методом многомерных полей [Евдокимова, 1978] выявлены три основные группы. Первая объединяет химические элементы с субфоновой концентрацией. Вторая группа представлена мышьяк-боровой и литиевой ассоциациями с невысокими содержаниями элементов. Золото присутствует в субфоновых количествах.

Таблица 3

Общая схема геохимической зональности минерализованной зоны Советского месторождения

Зона	Геохимические ассоциации				
Верхняя, литофильных элементов	$\frac{B \cdot Li \cdot As}{1,5-2}$				
Средняя подзона золота и халькофилов подзона золота, мышьяка и халькофилов	$\frac{As \cdot Ag \cdot Cu}{2-4}$	$\frac{Co \cdot Ni}{1,5}$	$\frac{Mn \cdot Ba}{2}$	$\frac{Li \cdot Cr}{1}$	
	$\frac{As}{10-30}$	$\frac{Pb \cdot Ag \cdot Zn}{2-6}$	$\frac{Co \cdot Ni}{1,5}$	$\frac{Mn \cdot Ba \cdot Be \cdot B}{1-2,5}$	$\frac{Li \cdot Cr}{1}$
Нижняя, обедненная химическими элементами	$\frac{As}{5-10}$	$\frac{Mn \cdot Ba \cdot Be}{1-2}$	$\frac{Li \cdot Cr}{1}$		

Таблица 4

Изменение отношений линейных продуктивностей Au/Pb и Au/Ag в ореолах по разрезам Советского месторождения

Гори- зонт	Au/Pb				Au/Ag			
	Разрез							
	1	2	3	4	1	2	3	4
1	4	16	23	2	7	101	46	5
2	—	6	8	0,5	—	17	10	2
3	2	4	5	0,08	6	9	5	0,7
4	0,9	1	1	—	2	4	2	—

Примечание. Разрез 1 расположен на северо-западном фланге, разрезы 2 и 3 — в средней части минерализованной зоны, разрез 4 — на юго-восточном фланге.

Третья группа объединяет ассоциации, включающие повышенные содержания золота. Вместе с ним в этих ассоциациях ведущее положение занимает мышьяк. Намного меньшую роль играют серебро и свинец и совсем незначительную такие элементы, как цинк, медь, кобальт, марганец, бор, никель, барий.

Литий присутствует в концентрациях ниже фоновых. Третья группа по величине содержания золота разделена на две подгруппы. Анализ состава геохимических ассоциаций позволяет заключить, что ведущим сопутствующим золоту элементом является мышьяк.

В разрезе месторождения геохимические ассоциации сменяют друг друга вкрест простирания и по восстанию минерализованной зоны (см. рис. 5). Седьмая и шестая ассоциации, в которых ведущее положение занимают золото и мышьяк, отвечают рудным телам и околорудным метасоматитам. Присутствуют здесь также серебро, свинец, цинк или кобальт, в незначительном количестве отмечены марганец и бор. Содержание лития ниже фона, он входит в число выщелачиваемых элементов. Вкрест простирания эти ассоциации сменяются пятой, а затем четвертой. Главная особенность последних — снижение концентраций мышьяка и присутствие лития в субфоновых содержаниях. Еще дальше распространена преимущественно золото-мышьяковая ассоциация с невысокими содержаниями этих элементов.

По восстанию минерализованной зоны ассоциации третьей группы сменяются ассоциациями второй. Их характеризует снижение концентраций большинства элементов, кроме лития и бора.

Обобщение закономерностей распределения геохимических ассоциаций по всем изученным разрезам позволяет составить общую схему вертикальной геохимической зональности минерализованной зоны Советского месторождения, приведенную в табл. 3.

В пределах этой зональной колонны отношения Au/Pb и Au/Ag изменяются монотонно (табл. 4). В отличие от многих сульфидсодержащих месторождений в ряду зональности золото располагается выше свинца и серебра.

* * *

Поведение золота в рудообразующей геохимической системе взаимосвязано с поведением сопутствующих элементов — мышьяка, серебра, свинца и др. Ведущим сопутствующим золоту химическим элементом в минерализованной зоне месторождения является мышьяк.

Золото, халько- и сидерофильные элементы образуют обширные аномальные поля, выходящие далеко за пределы ареала кварцевожильной минерализации в боковые породы. Постепенный характер снижения концентраций элементов от внутренних зон к внешним свидетельствует о привносе большинства компонентов и метасоматическом характере ореолообразующих процессов.

Геохимия литофильных элементов различна. Одни из них — бор, фтор, марганец, барий — накапливаются в минерализованной зоне месторождения, другие — литий, хром, ванадий — выщелачиваются и перетлагаются на периферии зоны.

Элементы и геохимические ассоциации относительно рудных тел распределены зонально и закономерно сменяют друг друга в поперечном, продольном и вертикальном направлениях. Верхнерудными элементами являются золото, мышьяк; нижнерудными — серебро, свинец, никель. Литофильные элементы из нижних зон выщелачиваются и накапливаются в верхнерудных участках, особенно бор и фтор.

Идентификация полученного состава и распределения геохимических ассоциаций с известными общими схемами вертикальной геохимической зональности прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения [Зонтов, 1979, Поликарпочкин и др., 1979] позволяет отождествить изученную минерализованную зону с верхней частью общей зональной колонны. Отличительной особенностью Советского месторождения является низкая концентрация большинства сопутствующих золоту элементов и совмещение в пространстве верхней и средней зон.

ЛИТЕРАТУРА

- Григоров В. Т., Филонюк В. А. Роль складчатости в формировании структуры и кварцевых тел Советского месторождения. — Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 6, с. 1418—1421.
- Евдокимова В. Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978, с. 3—26.
- Зонтов В. Н. Первичные геохимические ореолы рассеяния зон прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в черных сланцах. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск, 1979, с. 29—32.
- Кигаи И. Н. Модель многостадийного минералообразования, согласующаяся с вариациями основных параметров гидротермального процесса. — В кн.: Параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 7—34.
- Ли Л. В., Михеев В. Г., Рукосуев М. Н. О возможной температуре образования арсенидов золоторудных месторождений Енисейского кряжа по данным рентгенометрических исследований. — Геол. рудн. месторожд., 1971, т. XIII, № 4, с. 108—112.
- Михеев В. Г., Смышляев В. Н., Середенко Г. А. Минералого-химические особенности околорудно-измененных пород золоторудного месторождения Советского (Енисейский кряж). — В кн.: Вопросы минералогии, петрографии и геохимии Красноярского края. Красноярск: Кн. изд-во, 1975, с. 108—114.
- Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 138 с.
- Поликарпочкин В. В., Зонтов В. Н., Евдокимова В. Н. Прогнозирование оруденения на глубину по геохимическим ассоциациям. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск: Наука, 1979, с. 38—43.

МОЛИБДЕНОВЫЕ И МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. Т. ПОКАЛОВ, В. Г. ОРЛОВ

(СССР)

ПОИСКИ И ОЦЕНКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Образование эндогенных ореолов тех или иных химических элементов рассматривается нами как результат изменений в породах, вмещающих рудные тела. Эти изменения на месторождениях молибдена связаны как непосредственно с самим процессом рудообразования, так и с процессами, происходившими до или после него. Поэтому нами выделены ореолы двух типов — ореолы рудных элементов, прямо указывающие на наличие рудной минерализации, и ореолы, связанные с до- и послерудными изменениями и минерализацией пород, которые лишь косвенно свидетельствуют о возможности присутствия оруденения [Покалов, 1972]*.

Поисковое значение геохимических ореолов определяется их размерами, зональным строением, постоянством присутствия в месторождениях, устойчивостью в зоне гипергенеза, степенью трудности их выявления и диагностики при проведении поисковых работ.

Наибольшее практическое значение, конечно, имеют ореолы рудных элементов. Однако минерально-геохимические ореолы, косвенно свидетельствующие о возможности присутствия оруденения, играют также немалую роль при поисках, особенно в сочетании с ореолами рудных элементов.

Основные концентрации молибдена сосредоточены в месторождениях плутоногенного характера, которые по вещественному составу руд и связям с магматическими и тектоническими процессами подразделяются на три рудные формации [Покалов, 1972]: медно-молибденовую, связанную с плутонами пестрого состава эпигеосинклинальной орогении; молибденовую, связанную с умеренно кислыми гранитами эпиплатформенной орогении, и вольфрам-молибденовую, связанную с лейкократовыми гранитами, формировавшимися во время субсеквентного развития складчатых областей и эпиплатформенной орогении.

В результате изучения типичных представителей трех вышеназванных рудных формаций установлены минерально-геохимические ореолы, характерные для молибденовых месторождений.

ОРЕОЛЫ ЭКЗОКОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ РУДОНОСНЫХ ПЛУТОНОВ

Месторождения молибдена пространственно очень тесно связаны с апикальными частями плутонов, располагаясь в их экзо- и эндоконтактных зонах. Поэтому при поисках молибденовых месторождений большое значение имеет выявление гранитных куполов, не выходящих на поверхность. Следовательно, минерально-геохимические ореолы, обусловленные процессами, происходившими в экзоконтактных зонах на магматической стадии становления плутона, приобретают большое поисковое значение.

* Покалов В. Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М.: Недра, 1972. 272 с.

Ореолы роговиков. В экзоконтакте гранитов наблюдается обычная околоинтрузивная зональность роговиков. Первые 10—15 м от контакта с гранитами приходится на зону высокотемпературной пироксен-роговиковой фации; далее до 100 м распространены роговики высокотемпературной амфиболитовой фации; в интервале от 100 до 250 м наблюдаются пятнистые роговики среднетемпературной эпидот-амфиболитовой фации, выше которых развиты метаморфические изменения, отвечающие низкотемпературной зеленосланцевой фации. Последние за пределами рудного поля сливаются с аналогичными изменениями пород, проявленными в результате регионального метаморфизма. Таким образом, роговики амфиболовой и эпидот-амфиболовой фаций, общая мощность которых составляет 250 м, могут быть рекомендованы в качестве признака не вскрытого эрозией гранитного купола.

Ореол турмалинизации. В связи с процессом контактового метаморфизма в зоне роговиков, а также над ней нередко формируется ореол более или менее равномерной вкрапленности турмалина. Его мощность по нормали к поверхности гранитов может достигать 500 м. При этом в роговиках, несмотря на появление в них турмалина, содержание бора ниже фонового, а над роговиками — выше фонового. По-видимому, в результате контактового метаморфизма происходило перераспределение бора — вынос из зоны роговикования и накопление над ней.

Ореол биотитизированных пород. Широко и интенсивно проявленный над апикальными частями рудоносных plutонов метасоматический процесс биотитизации (в магнезиальной среде флогопитизации) создал крупные ореолы измененных пород, площадь выхода которых может достигать 24—25 км² при мощности до 800—1000 м. Процесс биотитизации (базификации) пород экзоконтакта, протекавший на магматической стадии, приводил к накоплению в них Fe, Mg, Al, Ca, Ti, V, Cr, Mn, K, Na при значительном выносе SiO₂. Минералогически процесс выразился в замещении мелкочешуйчатым биотитом всех основных минералов роговиков и пегороговикованных пород, за исключением калиевого полевого шпата, андалузита и апатита. Содержание биотита в породах колеблется от 10 до 40—50%. Наиболее высокая степень биотитизации пород наблюдается у самого контакта с гранитами, с удалением от него она постепенно убывает. Макроскопически это темно-серые и темно-коричневые, почти черные мелкозернистые породы.

Ореол фельдшпатизации. В экзоконтакте апикальных частей рудоносных plutонов на магматической стадии процесса развивались полевошпатовые прожилки, сложенные преимущественно (на 95—98%) калиевым полевым шпатом (высокий и промежуточный псевдомоклиновый ортоклаз, $2V = 50-70^\circ$; степень триклинности $\Delta = 0$) с низким содержанием пертитов распада; в небольшом количестве в прожилках присутствуют плагиоклаз (альбит-олигоклаз), кварц и биотит. Калиевый полевой шпат корродируется плагиоклазом с выделением мирмекитовых сростков кварца. В результате фельдшпатизации происходила дебазификация пород, что может рассматриваться как их гранитизация. Мощность зоны, в которой распространены полевошпатовые прожилки, достигает 250—300 м. Наибольшая концентрация прожилков наблюдается вблизи гранитов — до 10—15 шт. на 1 пог. м породы; с удалением от гранитов их количество постепенно убывает.

Таким образом, по характеру экзоконтактовых изменений, их интенсивности и соотношению разных типов этих изменений можно определить местонахождение не вскрытого эрозией гранитного plutона и примерную глубину залегания его эпикальной части.

ОРЕОЛЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД

Ореолы гидротермальных изменений представлены калишпатизированными, альбитизированными, грейзенизированными, окварцованными, серицитизированными, аргиллизированными и пропицитизированными по-

родами, распространенными в экзо- и эндоконтактных зонах рудоносных плутонов.

Ореолы калишпатизированных пород широко развиты на месторождениях молибденовой и медно-молибденовой формаций. Обычно это сложное переплетение зон калишпатизации разной ориентировки. Мощность отдельных зон колеблется от 1—2 см до нескольких метров. Местами, особенно в центральных частях ореолов, это сплошная калишпатизация пород. Площадь развития калишпатизированных пород достигает 0,5—1,0 км². На глубину они прослеживаются до 500—800 м. Процесс калишпатизации протекал с выносом из пород Si, Ti, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, P и накоплением в них K и Al.

Ореолы альбитизированных пород наиболее широко развиты в апикальных частях плутонов лейкократовых гранитов, с которыми связаны месторождения вольфрам-молибденовой формации. Мощность экзоконтактной зоны, где развиты альбитизированные породы, достигает 200—300 м. Альбитизация проявлена неравномерно, чередованием участков или зон более или менее интенсивно альбитизированных гранитов с участками практически неизмененных гранитов. Процесс альбитизации протекал с выносом из пород K, Ca, Mg, Fe и накоплением в них Na и Al. Эрозионный срез апикальной части рудоносного плутона, при котором отсутствуют признаки широкой альбитизации гранитов, свидетельствует о бесперспективности или малой перспективности развитого здесь вольфрам-молибденового оруденения на глубину.

Ореолы грейзенизированных пород обычно наиболее широко развиты в самой верхней апикальной части плутонов лейкократовых гранитов, с которыми связаны вольфрам-молибденовые месторождения. Иногда, как, например, на месторождении Югодзырь (МНР), площадь развития этих ореолов достигает нескольких квадратных километров.

Ореолы окварцевания и серицитизации. Характеризуются весьма крупными размерами и развиты на месторождениях всех трех рассматриваемых формаций. Окварцевание обычно представлено сложной сетью кварцевых прожилков и жил, которые иногда в центральных частях месторождений переходят в сплошные кварцевые тела штокообразной формы (Бугдая, Сора, Клаймак). По направлению к краевым частям ореолов количество прожилков постепенно уменьшается. Породы, вмещающие кварцевые жилы и прожилки, в разной мере серицитизированы. Ореолы окварцованных и серицитизированных пород достигают в плане 15—20 км², на глубину они прослеживаются до 800—1000 м и более.

С окварцованными и серицитизированными породами непосредственно связаны ореолы рудных элементов, которые будут охарактеризованы ниже.

Ореолы аргиллизированных пород представляют собой сложное переплетение зон аргиллизации мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров; местами, особенно в центральных частях ореолов, наблюдается сплошная аргиллизация; по периферии ореолов развиты отдельные редкие ее зоны. Площадь развития аргиллизированных пород достигает 2—3 км², их вертикальный размах составляет 600—800 м. Аргиллизация происходила после рудообразования. Наиболее распространенными новообразованиями в этих измененных породах являются каолинит, монтмориллонит, диксит, иногда карбонаты. В процессе аргиллизации из пород выносились Fe, Mg, Na, Si, а накапливались Al, Ca, CO₂.

Пропилитизированные породы на молибденовых месторождениях развиты нешироко. На многих из них они по существу отсутствуют. Чаще встречаются на месторождениях медно-молибденовой формации, но и здесь они не образуют крупных контрастных ореолов. Неясными остаются временные соотношения пропилитизации с другими метасоматическими процессами и ее связь с рудоотложением.

Охарактеризованные типы гидротермальных изменений, являясь проявлениями разных стадий гидротермального процесса, пространствен-

но часто в значительной мере бывают совмещенными. Вместе с тем в их расположении намечается и некоторая зональность — калишпатизация и альбитизация проявляются главным образом в эндоконтактных зонах рудоносных плутонов, в центральных и нижних частях месторождений; охватывая их, несколько шире и выше развиваются серицитизация и аргиллизация. Для всех месторождений характерно повышенное содержание карбонатов в корневых частях.

Известные модели зонально-купольного размещения гидротермально измененных пород на медно-порфировых (медно-молибденовых) месторождениях, созданные Дж. М. Гилбертом в 1970 г. и Р. Силитоу в 1973 г., являются лишь идеализированной схемой, построенной на представлении об эволюции растворов при движении и взаимодействии с породами с последовательным изменением их характера и вызываемых ими преобразований во вмещающих породах.

На изучавшихся нами месторождениях разные типы гидротермально измененных пород являются результатом стадийного (в понимании С. С. Смирнова) развития гидротермального процесса, и в их пространственном размещении преобладает телескопирование, а не зонально-купольное расположение.

ОРЕОЛЫ РУДНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Площади ореолов молибдена, отвечающих месторождениям этого металла независимо от их промышленного типа (жильного, штокверкового, скарнового), колеблются от нескольких до 20—25 км² при вертикальном размахе ореола до 1,5—2,0 км, что гарантирует их выявление при проведении литогеохимической съемки масштаба 1 : 50 000.

Обычными и наиболее распространенными элементами-спутниками молибдена в рудных геохимических ореолах являются Cu, W, Pb, Zn, Bi, не всегда F, B, Be, Sn и реже Au и Ag. Ореолы образованы в результате развития процесса рудоотложения и распространения в породах рудных и сопутствующих им минералов. Морфология ореолов зависит от тектонической структуры месторождения и в значительной мере отражает морфологию рудных тел.

Рудная зональность, свойственная месторождениям рассматриваемой формации, отчетливо проявляется и в рудных ореолах. На медно-молибденовых и молибденовых месторождениях отношение молибдена к меди в ореолах обычно возрастает с глубиной и уменьшается по направлению к флангам. Иногда, как, например, на Каджаранском месторождении, горизонтальная зональность выражена лишь в одном направлении и проявлена по отношению к разлому, висячем блоке которого расположено оруденение. Максимальные концентрации меди местами совпадают с максимумами молибдена, однако часто бывают значительно смещены по отношению к ним.

Ореолы интенсивно пиритизированных пород куполообразно окружает медно-молибденовое оруденение. Ореолы свинца и цинка находятся, как правило, в периферических частях рудных полей за ореолами интенсивной пиритизации, нередко образуя внешние кольцеобразные ореолы (Кальмакыр, Каратас IV, Агарак, Каджаран и др.).

Вольфрам малохарактерен для медно-молибденовых и молибденовых месторождений, но его заметно повышенные содержания обычно отмечаются в геохимических ореолах верхних частей этих месторождений.

В ореолах вольфрама-молибденовых месторождений максимальные концентрации вольфрама, висмута и особенно фтора присутствуют на верхних горизонтах и флангах, в то время как максимальные концентрации молибдена находятся в их центральных частях и на более низких горизонтах. Свинец и цинк на этих месторождениях связаны с карбонатной минерализацией и концентрируются в корневых частях месторождений и на их флангах.

Охарактеризованная преобладающая тенденция в строении рудных ореолов позволяет судить о глубине эродированности оцениваемого оруденения по соотношению молибдена с перечисленными элементами-спутниками.

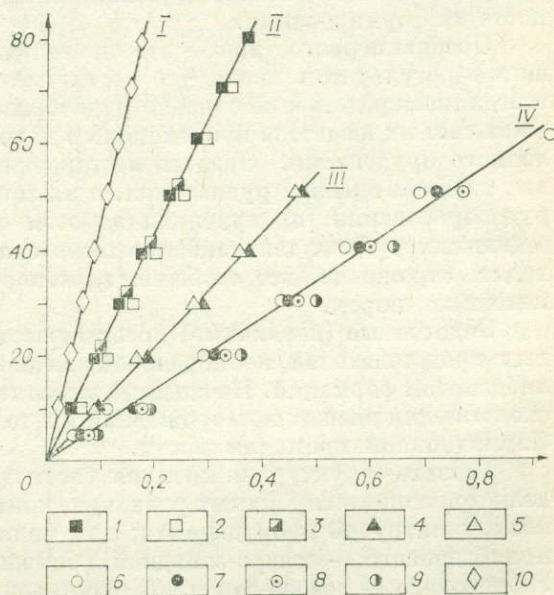
ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА

Известно, что на многих молибденовых месторождениях в окисленных рудах содержание молибдена ниже, чем в сульфидных. В. Т. Покаловым и В. Г. Орловым [1974]* доказана прямая пропорциональная зависимость между окисленностью молибдена и его выносом из зоны окисления, описываемая формулой: $X = KC$, где X — коэффициент выноса молибдена, зависящий от климатических условий и вещественного состава руд. Установлены следующие значения этого коэффициента: в холодном гумидном климате Сибири для месторождений медно-молибденовой формации — 0,003; для месторождений молибденовой формации — 0,005; в аридном климате Центрального Казахстана для месторождений медно-молибденовой формации — 0,010, для месторождений вольфрам-молибденовой формации — 0,015. Как показывают коэффициенты выноса, сухой аридный климат способствует более интенсивному выносу молибдена по сравнению с холодным гумидным, так как в условиях господствующей здесь щелочной среды молибден быстро выносятся из зоны окисления в виде легкорастворимых щелочных молибдатов, частично сохраняясь в форме повеллита, при резко подчиненном значении ферримолибдита. В условиях холодного гумидного выветривания Сибири наблюдается явное преобладание более устойчивого в зоне окисления ферримолибдита над повеллитом. В то же время на степень выноса молибдена существенно влияет минеральный состав руд — высокое содержание сульфидов железа в рудах обуславливает широкое развитие в зоне окисления гидроокислов железа, способных прочно удерживать окислы молибдена. Поэтому более высокое содержание сульфидов в рудах месторождений медно-молибденовой формации по сравнению с рудами месторождений молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций приводит к снижению степени выноса молибдена из зон окисления этих месторождений (см. рисунок).

Таким образом, в теплом аридном климате вынос молибдена происходит интенсивнее, чем в холодном гумидном областях развития многолетней мерзлоты, а обилие сульфидов железа в рудах с широким развитием гидроокислов железа в зоне окисления тортозит вынос молибдена вплоть до почти полной его сохранности. Эта зависимость позволяет определять содержание молибде-

График зависимости выноса молибдена из зон окисления от окисленности руд.

1—10 — месторождения: 1 — Жиренен, 2 — Бугдая, 3 — Ширга, 4 — Каратас IV (вкрапленно-прожилковые и брекчиевые руды в алюмосиликатных породах), 6 — Джанет, 7 — Коктенколь, 8 — Батыстау, 9 — Вост. Коунрад, 10 — Сора; I—IV — месторождения: I — медно-молибденовые в холодном гумидном климате, II — молибденовые в холодном гумидном климате, III — медно-молибденовые в жарком аридном климате, IV — вольфрам-молибденовые в жарком аридном климате.



* Покалов В. Т., Орлов В. Г. Поведение молибдена в зоне окисления. — Геохимия, 1974, № 4, с. 615—622.

на в сульфидных рудах, находящихся ниже зоны окисления, и, следовательно, подсчитывать прогнозные ресурсы, не прибегая к бурению скважин или проходке глубоких горных выработок, по следующей формуле:

$$X = \frac{a}{1 - KC},$$

где X — среднее содержание молибдена в неокисленных сульфидных рудах (%); a — среднее содержание молибдена по поверхностным горным выработкам (%); KC — доля молибдена, вынесенного из приповерхностной части зоны окисления.

При этом, безусловно, должны учитываться геологическая позиция оруденения, его генетический, формационный и морфологический типы, степень эродированности и другие геологические, геохимические и геофизические критерии оценки.

С. Г. ПЕТРОВСКАЯ, А. М. СПИРИДОНОВ, Ю. М. СТРАГИС

(СССР)

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование оруденения — длительный многоэтапный процесс, результатом которого является формирование не только месторождений, но и сложных геохимических полей вокруг них. Выявление генетических особенностей ореолов имеет теоретическое и практическое значение. С одной стороны, они позволяют решать многие вопросы рудообразования (например, восстанавливать условия концентрирования и миграции элементов, форм переноса, решать вопросы оруденения и т. п.), с другой — разрабатывать критерии поиска месторождений. Выделение и анализ особенностей ореолов разных масштабов дают возможность использовать их на последовательных этапах геологоразведочных работ: от оценки рудоносных площадей до прогнозирования отдельных скрытых рудных тел.

В результате изучения первичных ореолов молибденовых месторождений выделено три их типа: ореолы рудного поля, месторождения, рудного тела. Такое деление отражает масштабы ореолов и последовательность их формирования.

Ореолы первого типа — это аномальные геохимические поля, являющиеся результатом поздне- и постмагматических процессов, с ними не всегда непосредственно связано рудообразование, но на их фоне и частично за счет их вещества происходило в дальнейшем формирование промышленного оруденения. Ореолы месторождения являются суммированным выражением ореолов рудных тел, в их зональности отражается этапность рудообразования, проявленная во всем объеме месторождения. Ореолы отдельных рудных тел наиболее тесно связаны с оруденением, в них находят отражение все особенности минерализации и гидротермально измененных пород.

Эндогенные (первичные) ореолы рассматриваются на примере типичных представителей молибденовой, медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой формаций. Каждый из выделяемых типов ореолов имеет черты сходства для разных месторождений и в то же время отражает особенности формационной принадлежности.

Геолого-структурная позиция рассматриваемых месторождений определяется зонами глубинных разломов, контролирующих размещение рудоносных интрузий и оруденения; для молибденового — широтной, медно-молибденового — северо-западной, близширотной и для вольфрам-молибденового — северо-западной, близмеридиональной.

Вмещающими породами в первом случае являются гранитоиды юрского возраста, верхнепалеозойские граниты и юрские песчаники; во вто-

ром — диориты, сиениты и гранитоиды ниже-среднепалеозойского возраста и в третьем — осадочно-эффузивные породы (андезитовые порфиристы и метаморфизованные известняки) нижнего кембрия, прорванные гранитами палеозойского и гранит-порфирами верхнепалеозойского возраста.

Оруденение представлено на молибденовом месторождении жилами и прожилковыми зонами, на медно-молибденовом — жилами, прожилковыми и прожилково-вкрапленными зонами, брекчиевыми телами, на вольфрам-молибденовом — штокверкоподобной зоной. На месторождениях наиболее распространены образования ранних продуктивных стадий (кварц-молибденитовой, кварц-молибденит-халькопиритовой, кварц-шеелитовой) и поздней (кварц-полиметаллической).

Изученные ореолы рудных полей (молибденового и вольфрам-молибденового месторождений) представляют собой довольно значительные площади аномальных концентраций ряда элементов, превышающие площади месторождений до 10 раз, что свидетельствует о достаточно широком предрудном привносе.

В соответствии с особенностями конкретных геологических условий формирования рудного поля проявлены особенности ореолов. Для обоих рудных полей характерно развитие ореолов Mo, Cu, Pb, Zn. В то же время в ореоле рудного поля вольфрам-молибденового месторождения кроме этих элементов значительное место занимают W, F, B, Li, Cs, менее распространены Hg. На зональность ореола молибденового рудного поля оказала влияние рудоносная интрузия. Относительно ее выхода и в соответствии с подземным контуром довольно четко проявляется последовательная смена максимумов концентраций Mo, Cu, Pb, Zn, Hg [Петровская, 1973].

Коэффициенты контрастности ореолов разных типов

Месторождение	Коэффициенты контрастности ореолов разных типов										
	Mo	Cu	W	F	B	Hg	Pb	Zn	Ag	Bi	As
Месторождение	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Молибденовое	3-5	6	Не обн.	Не обн.	Не обн.	2,4	3	1,5	—	—	—
Медно-молибденовое	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Вольфрам-молибденовое	3-9	2,3	1,5-3	1,6	1,8	—	1,5	1,5	—	—	—
Молибденовое	20-70	5-20	Не обн.	Не обн.	Не обн.	До 2,4	4-5	До 2,5	Не обн.	Не обн.	—
Медно-молибденовое	4-30	3-40	6-30	—	—	—	2-5	4-14	3-20	—	—
Вольфрам-молибденовое	20-90	29-85	3-30(до 100)	2-6	2-5	—	2-6,5	1,4-4,3	1,5	2-3	20-30
Молибденовое	10-300	20-30	120-200	1,2-3	7	2-25	10-15	2-5	10-20	10-20	10-50 (50 редко)
Медно-молибденовое	10-300	20-500	2-5(35)	—	—	—	2-5	10-30	30-300	100-1000	—
Вольфрам-молибденовое	10-300	8-30	100-200	8-20	5-200	До 10	10-130	6-30	1,5-40	7-25	100-500

Ореолы рудного поля

Ореолы месторождения

Ореолы рудных тел

Примечание. Прочерк — ореолы не изучались.

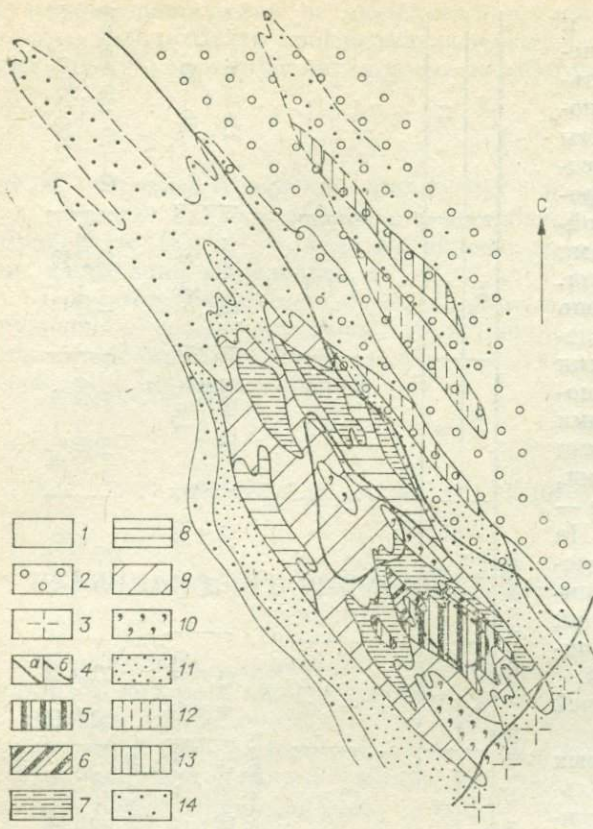


Рис. 1. Зональность распределения элементов в ореоле вольфрам-молибденового месторождения.

1 — порфириты. 2 — кремнисто-карбонатные породы. 3 — граниты (Pz). 4 — контуры тел гранит-порфиров, выходящих на поверхность (а) и скрытых (б). 5—14 — поля распространения ассоциаций элементов с их повышенными (более 10) коэффициентами контрастности:

5 — $\frac{W}{63} \frac{Mo}{44} \frac{Pb}{38} \frac{F}{20} \frac{Zn}{11} \frac{Ag}{10}$; 6 — $\frac{Mo}{183} \frac{W}{139} \frac{Pb}{45} \frac{F}{20} \left(\frac{Cu}{12} \frac{Ag}{12} \frac{Bi}{12} \right)$;

7 — $\frac{Mo}{161} \left(\frac{Pb}{14} \frac{Bi}{11} \frac{W}{8} \frac{F}{7} \right)$; 8 — $\frac{Mo}{102} \frac{Bi}{58} \frac{Pb}{29} \left(\frac{Ag}{15} \right)$; 9 — $\frac{Pb}{74} \frac{Mo}{33} \left(\frac{Zn}{12} \right)$; 10 — $\frac{Pb}{550} \frac{Ag}{91} \frac{Mo}{59} \frac{Bi}{47}$; 11 — $\frac{Pb}{64-189} \frac{Ag}{19-32} \left(\frac{Mo}{15} \frac{Zn}{8-12} \right)$;

12 — $\frac{Bi}{208} \frac{Pb}{27} \left(\frac{Ag}{13} \frac{Mo}{12} \frac{Cu}{10} \right)$; 13 — $\frac{B}{11} \left(\frac{Mn}{10} \right)$; 14 — $\frac{Pb}{45} \left(\frac{B}{17} \right)$; в скобках — элементы, встречающиеся непостоянно.

приуроченных к его центральной части. Ореолы F, W, Mo (частично B) тяготеют к выходу интрузий на поверхность, а ореолы Cu, Pb, Zn — к периферии рудного поля [Первичные ореолы..., 1980].

Генезис ореола рудных полей очень сложен и является результатом многих процессов. Эндогенный ореол молибденового рудного поля, по-видимому, связан с процессами позднемагматической дегазации, обусловленной эманационным привнесом и фиксирует контуры скрытой интрузии. Формирование ореола рудного поля вольфрам-молибденового месторождения представляется несколько иным; непосредственно интрузиями обусловлены ореолы щелочных и летучих компонентов, (Li, F, B), а ореолы рудных элементов формировались уже на гидротермальном этапе. В ореолах рудных полей изменения пород практически не фиксируются.

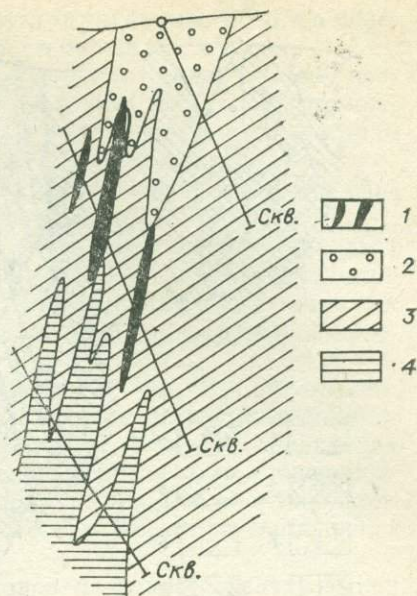
Ореолы месторождений непосредственно оконтуривают площадь развития рудных тел. На дальних флангах они по своим особенностям сближаются с ореолами рудного поля, проявляя черты предрудных процессов, на месторождении они являются обобщенным выражением рудных тел.

Основными чертами ореолов месторождений являются приуроченность к тектоническим зонам, разобщенность ореолов разных элементов, более резкие колебания их концентраций, формирование сопряженных зон метасоматического изменения пород. Коэффициенты контрастности, как видно из таблицы, относительно кларковых содержаний для Mo достигают 30—90, для Cu — 20—90, для W — 6—30 и т. д. Представляется следующий обобщенный ряд зональности от центра к периферии: Mo (Bi) — W — Cu, Ag, Pb, Zn, Hg.

Характерны ореолы: для молибденового месторождения — Mo, Cu, Pb, Zn, Hg (для него также отмечены зоны выноса Pb, Zn); для медно-молибденового — Mo, Cu, Ag (более контрастные), W, Pb, Zn (менее контрастные). Для вольфрам-молибденового месторождения отмечен в ореоле

Рис. 2. Вертикальная зональность ореолов молибденового месторождения.

1 — рудные тела. 2—4 — поля распространения ассоциаций элементов с их коэффициентами контрастности (отношение среднего содержания к фону по данным ЭВМ): 2 — $\frac{Cu}{18}, \frac{Sr}{14}, \frac{Hg}{5}, \frac{Zn}{6}, \frac{Ba}{3} \left(\frac{As}{10}, \frac{Sb}{5} \right)$; 3 — $\frac{Mo}{36}, \frac{Cu}{10}, \frac{W}{7}, \frac{Bi}{6} \left(\frac{Pb}{13}, \frac{Ag}{6}, \frac{Ba}{4}, \frac{Sr}{7} \right)$; 4 — $\frac{Bi}{18}, \frac{W}{11} \left(\frac{Ag}{4}, \frac{Pb}{27}, \frac{Cu}{6}, \frac{Mo}{3} \right)$; в скобках — элементы, встречающиеся непостоянно.



более широкий спектр элементов: в центральной зоне характерны Mo, W, Bi, F, в краевой — Ag, Pb, Zn.

На формирование ореолов месторождений в целом, как и ореолов рудных тел, оказывают влияние многие факторы. Главными из них являются тектоника, среда (химизм процесса), стадийность и т. д.

Ореол молибденового месторождения, формирующийся в однородной среде и единой зоне, имеет симметричное строение. Ореол медно-молибденового месторождения [Покалов, 1978] характеризуется сложной конфигурацией, напоминающей крестообразную форму с наиболее высокими содержаниями на пересечении зон тектонических нарушений (общая площадь достигает 30 км²). На строение ореола вольфрам-молибденового месторождения оказал, вероятно, экранирующее влияние южный интрузивный массив гранитоидов. Как видно на схеме (рис. 1), с юга на север происходит смена полей ассоциаций, в которых последовательно меняется ведущая роль главных элементов в следующем порядке, обусловленном постепенным снижением температур при удалении от массива: W — Mo — Bi — Pb — В.

Эта зональность является до некоторой степени отражением вертикальной зональности и демонстрирует более глубокий эрозионный срез северного фланга месторождения относительно южного. Ореолы месторождений, как правило, результат проявления нескольких стадий минерализации.

Структура ореолов в вертикальном направлении в связи с этим очень сложна. На молибденовом месторождении проявляется прямая вертикальная зональность (рис. 2). Снизу вверх происходит смена ассоциаций элементов в соответствии с характером минерализации. По преобладающим элементам этот ряд выглядит следующим образом: Bi, W—Mo, Cu, W, Bi—Cu, Sr, Hg, Zn, Ba. При телескопировании оруденения и особенно в неоднородной среде стройность зональности нарушается. Например, на вольфрам-молибденовом месторождении ряд зональности довольно устойчиво выдерживается при развитии ореолов в однородной среде. По изменению контрастности главных надрудных элементов он имеет вид W — Cu—Ag. Ряд нарушается, если в верхних (рис. 3, б) или в нижних (рис. 3, в) частях разрезов появляются образования полиметаллической стадии. В первом случае концентрации халькофильных элементов увеличиваются в надрудных интервалах (здесь также исчезают ореолы фтора), а во втором — в подрудных (одновременно уменьшаются ореолы меди и вольфрама). Такой характер ореолов объясняется структурными особенностями в расположении гранит-порфиров, в которых преимущественно локализуется минерализация полиметаллической стадии.

Ореолы месторождений сопровождаются площадным изменением пород. В ореоле молибденового месторождения выявлены сопряженные зоны метасоматического изменения пород, подобные сопряженным зонам в орео-

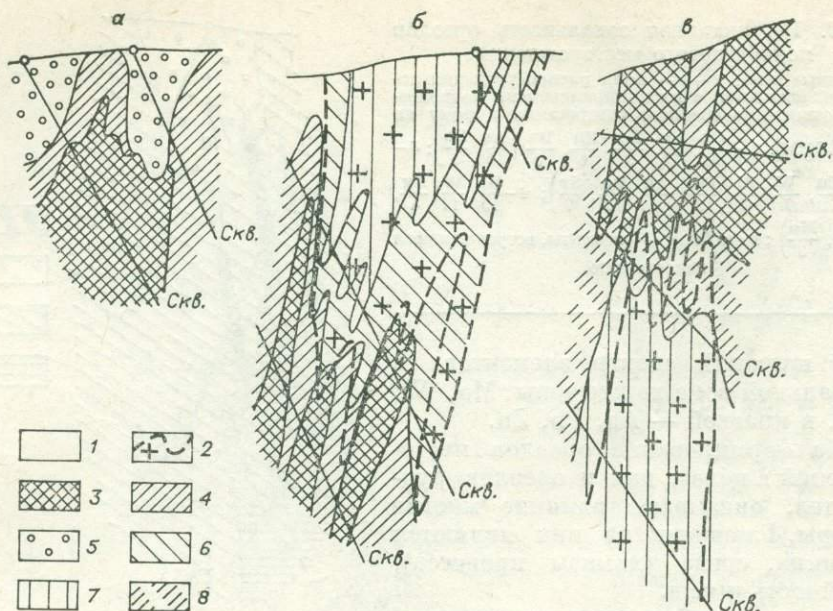


Рис. 3. Вертикальная зональность ореолов вольфрам-молибденового месторождения. 1 — порфириды. 2 — контуры гранитных тел. 3—8 — поля распространения ассоциаций элементов с их коэффициентами контрастности по данным ЭВМ: 3 — $\frac{\text{Mo}}{465}, \frac{\text{W}}{40}, \frac{\text{F}}{20}, \frac{\text{Cu}}{8}, \frac{\text{Ag}}{5} \left(\frac{\text{Pb}}{6}, \frac{\text{Bi}}{16} \right)$; 4 — $\frac{\text{Mo}}{140}, \frac{\text{W}}{75}, \frac{\text{F}}{10}, \frac{\text{Cu}}{7}, \frac{\text{Ag}}{5} \left(\frac{\text{Bi}}{14}, \frac{\text{Pb}}{12} \right)$; 5 — $\frac{\text{W}}{438}, \frac{\text{Mo}}{55}, \frac{\text{Cu}}{17}, \frac{\text{Ag}}{8}, \frac{\text{F}}{7}$; 6 — $\frac{\text{Mo}}{84}, \frac{\text{Pb}}{47}, \frac{\text{Bi}}{45}, \frac{\text{Ag}}{23}, \frac{\text{Zn}}{21}, \frac{\text{W}}{17}, \frac{\text{As}}{16}, \frac{\text{As}}{10}$; 7 — $\frac{\text{Bi}}{111}, \frac{\text{Pb}}{67}, \frac{\text{Ag}}{54}, \frac{\text{Bi}}{52} \left(\frac{\text{W}}{15}, \frac{\text{Zn}}{13}, \frac{\text{Mo}}{12}, \frac{\text{As}}{10} \right)$; 8 — $\frac{\text{Bi}}{20}, \frac{\text{Pb}}{25}, \frac{\text{Bi}}{25}, \frac{\text{Zn}}{6}, \frac{\text{Ag}}{5}, \frac{\text{Mo}}{15}, \frac{\text{W}}{10}$.

лах рудных тел. При движении от флангов месторождения к центральным участкам калишпатовые метасоматиты, обедненные Mo, сменяются кварц-серицитовыми, обогащенными этим элементом. На вольфрам-молибденовом месторождении ореолам Mo соответствуют метасоматиты кварц-калишпатовой формации, ореолам Mo и W — пирит-флюорит-слюдистые изменения, биотитизация; ореолам Pb — Zn — карбонатно-гидрослюдистые метасоматиты.

Отличительные черты ореолов рудных тел — многокомпонентный состав, контрастная горизонтальная и вертикальная зональность, еще более тесная связь ореолов с орудением и гидротермальными измененными породами. На изученных месторождениях разных рудных формаций проявляются индивидуальные особенности. Различны ряды зональности по предполагаемому направлению движения растворов: для молибденового месторождения — Mo (W, Pb) — Ba, Sr, Hg (Zn) — Cu; для медно-молибденового — Mo (Pb, Zn) — Ag, Cu (W, Zn); для вольфрам-молибденового — Mo (Bi) — W, F—Cu, Ag(Pb, Zn).

В зависимости от структур, состава вмещающих пород и соотношения минерализации ореолы поздних стадий занимают разные позиции. Появление повышенных концентраций элементов в ореолах отдельных рудных тел регулируется физико-химическими условиями осаждения минералов. Например, на молибденовом месторождении различия в условиях осаждения W (шеелит) и Mo (молибденит) приводят к их разобщению в ореолах. В участках уменьшения молибдена и увеличения содержаний вольфрама фиксируется гематит, присутствие которого указывает на возрастание окислительно-восстановительного потенциала, т. е. появление условий, способствующих осаждению шеелита в большей степени, чем молибденита. На вольфрам-молибденовом месторождении участки, обогащенные вольфрамом, в ореоле рудных тел сдвигаются от обогащенных молибденом в область развития биотитовых метасоматитов. Здесь концентрирование

вольфрама (осаждение шеелита) явилось результатом совместного его переноса вместе с фтором. Последний фиксируется в биотите.

Увеличение ореолов меди в надрудных интервалах связывается с развитием кварц-слюдистых метасоматитов. В подобных зонах благоприятные условия для осаждения сульфидов меди обусловлены присутствием железосодержащих минералов, при разрушении которых железо переходит во вполне подвижное состояние. Тогда создаются условия для связывания меди и железа с образованием халькопирита.

Общность ореолов рудных тел на всех месторождениях проявляется в сопряженности участков концентрирования Mo, W, Cu и их спутников с определенного состава метасоматитами. Показателями появления тех или иных метасоматитов и, соответственно, условий формирования ореолов являются щелочные элементы.

На молибденовом месторождении увеличением K, Rb, Ba, Sr характеризуются краевые части ореолов месторождения и участки выклинивания рудных тел; на медно-молибденовом — повышение K и Rb происходит ближе к центру месторождения, а Ba и Sr — на периферии молибденоносных зон. На вольфрам-молибденовом месторождении для участков концентрирования молибдена типично возрастание K и Rb, а при совмещении с ним вольфрама — Na и Li.

Анализ закономерностей развития ореолов позволяет сделать вывод о том, что, несмотря на разнохарактерность и разномасштабность первичных ореолов молибденовых месторождений, в их зональности в целом намечено единство, которое заключается в тенденции концентрирования Mo, Cu, W в центральных зонах рудных полей, месторождений, рудных тел, а Pb, Zn, Ag — на их периферии.

Для всех молибденовых месторождений типично проявление разномасштабных полигенных ореолов.

ЛИТЕРАТУРА

- Первичные ореолы молибденовых месторождений Сибири/Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М. и др. Новосибирск: Наука, 1980. 152 с.
- Петровская С. Г. Зональность ореолов и гидротермально-измененных пород молибденового месторождения на примере Шахтаминского рудного поля.— Геол. и геофиз., 1973, № 9, с. 77—83.
- Покалов В. Т. Месторождения молибдена.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 3. М.: Недра, 1978, с. 117—175.

Г. Я. АБРАМСОН, С. В. ГРИГОРЯН
(СССР)

ОПЫТ ПОИСКОВ СЛЕПОГО ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ПЕРВИЧНЫМ ГЕОХИМИЧЕСКИМ ОРЕОЛАМ

Исследования показывают, что во многих случаях в результате совмещения в пространстве образований различных по составу и условиям формирования рудных формаций и типов руд образуются сложные по строению ореолы, названные полиформационными [Григорян, 1974]. Характерной чертой таких аномалий является нарушение зональности в их строении. В основе разбраковки полиформационных ореолов лежит выделение типоморфных химических элементов, характерных для данного типа оруденения.

Ярким примером развития полиформационных ореолов может служить вольфрам-молибденовое месторождение Тырнауз [Абрамсон, Григорян, 1972].

Тырныаузское рудное поле расположено в зоне Передового хребта Северного Кавказа и сложено интенсивно дислоцированными среднепалеозойскими отложениями, вытянутыми в запад-северо-западном направлении. Район месторождения характеризуется наличием крупных ограничивающих разломов, которые сопровождаются разновозрастными интрузивными и эффузивными образованиями различного состава. Для детальных геохимических исследований был выбран участок Северный, пространственно совпадающий с областью развития ороговикованных терригенных и вулканогенных пород, объединенных в несколько крупных толщ. Магматические породы участка представлены ультрабазитами, лейкократовыми гранитами и липаритами.

На Северном участке развито два основных типа оруденения: скарново-шеелитовый (зона 69) и кварц-молибденитовый (штокверк). Рудная зона 69 расположена на юге участка и представляет собой слепое линзоподобное рудное тело субширотного простирания с крутым падением на юг. Переход руд к вмещающим породам постепенный. Рудная минерализация приурочена к различным разновидностям скарнов.

Кварц-молибденитовый штокверк расположен к северу от рудной зоны 69 и представлен жилами и прожилками кварц-молибденитового состава, слагающими штокверк.

В пределах месторождения выделяются следующие минеральные формации [Кононов и др., 1971], соответствующие главным стадиям: 1 — формация скарнов; 2 — формация послескарновых метасоматитов и связанного с ней вольфрам-молибденового оруденения; 3 — формация кварц-молибденитовых жил; 4 — гидротермально-сульфидная формация.

Рудные тела обоих типов в пределах участка в большей своей части разобщены в пространстве, лишь на северо-западном фланге происходит частичное их совмещение. Это позволило рассмотреть первичные ореолы как совмещенные в пространстве, так и отдельно для каждого из типов оруденения.

Благодаря интенсивному проявлению гидротермальной деятельности в пределах месторождения широко развиты ореолы многих химических элементов, главные из которых — вольфрам, молибден, олово, висмут, бериллий, барий, цинк, медь, свинец, кобальт, никель, мышьяк, сурьма, иттрий, иттербий, ванадий, золото. Как показали исследования, многие из них (например, барий, серебро, сурьма, медь, никель, кобальт, свинец, цинк) связаны с развитой в пределах месторождения гидротермально-сульфидной формацией, ореолы которой частично совмещаются с ореолами шеелит-молибденитовых и кварц-молибденитовых рудных тел. С последними связаны ореолы вольфрама, молибдена, олова, висмута, бериллия, ванадия, мышьяка и иттрия.

Рассмотрим поведение элементов-индикаторов в совмещенных ореолах, развитых вокруг сближенных рудных тел двух типов (рис. 1).

Ореолы главных рудных компонентов — вольфрама и молибдена — являются типоморфными индикаторами обоих типов оруденения и образуют единое поле на горизонте максимального сближения. Разделение их в пространстве происходит с глубиной, что в данном случае связано с различным падением рудных тел. Здесь мы наблюдаем типичную для полиформационных ореолов картину, когда одни и те же элементы, будучи индикаторами разных типов оруденения («сквозные» индикаторы), накладываясь в пространстве, создают мощные аномальные поля.

С целью выявления критериев расшифровки подобных аномалий исследуются (как и в данном случае) особенности распределения химических элементов в первичных ореолах, развитых отдельно вокруг каждого из типов оруденения. Для скарново-шеелитового оруденения такими элементами являются вольфрам, молибден, олово, бериллий, висмут. Для кварц-молибденитового — молибден, вольфрам, мышьяк, иттрий, ванадий.

Изучение взаимоотношений между ореолами элементов-индикаторов обеих групп позволяет выявить специфичные для каждого типа оруденения индикаторы.

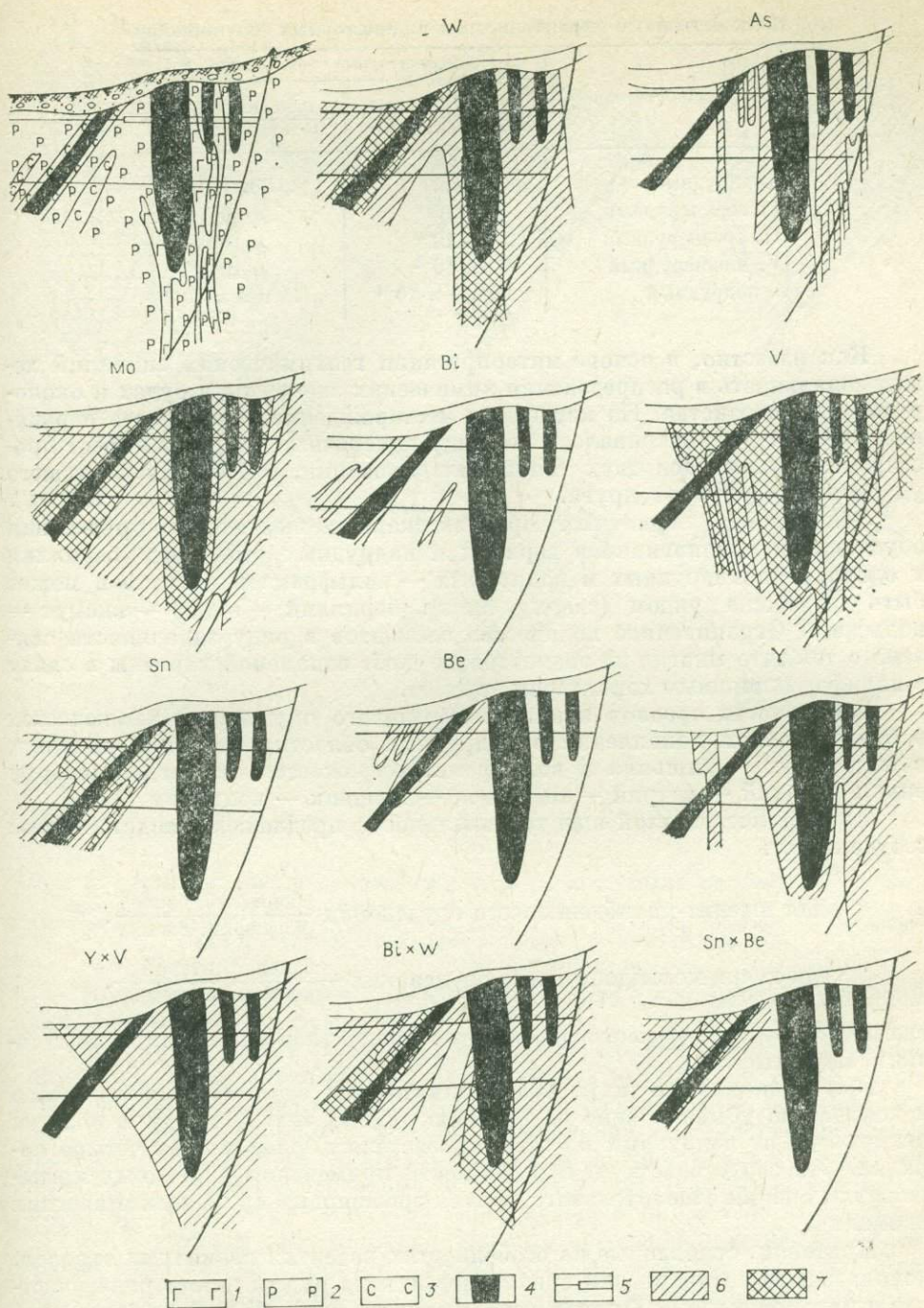


Рис. 1. Геохимические ореолы элементов-индикаторов на разрезе IV—IV.

1 — габброиды; 2 — роговики биотитовые и биотит-амфиболовые; 3 — скарны; 4 — рудные тела; 5 — горные выработки и скважины; 6, 7 — концентрации элементов-индикаторов в ореолах (7 — максимальные).

Для скарново-шеелитового оруденения такими являются висмут, олово и бериллий (см. рис. 1), а для кварц-молибденитового — иттрий, ванадий и мышьяк. Первые аномальных концентраций в пределах штокерка не образуют, вторые — приурочены только к кварц-молибденитовому рудному телу и являются секущими по отношению к ореолам (и рудному телу) скарново-шеелитового оруденения. Наиболее наглядно эту особенность иллюстрируют частные мультипликативные ореолы типоморфных элементов-индикаторов (см. рис. 1).

Количественные характеристики индикаторных соотношений

Уровень сечения	Индикаторные соотношения	
	Бериллий, олово Вольфрам, висмут	Ванадий, иттрий Вольфрам, мышьяк
I, надрудный	Более 1	Более 1
II, верхнерудный	$n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-1}$
III, среднерудный	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-3}$
IV, нижнерудный	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-4}$
V, подрудный	Менее $n \cdot 10^{-4}$	Менее $n \cdot 10^{-5}$

Как известно, в основе интерпретации геохимических аномалий лежит зональность в распределении химических элементов в рудах и околорудном пространстве. На изучаемом месторождении зональность первичных ореолов рассматривалась по ряду поперечных разрезов вкрест простирания рудных тел двух типов минерализации, в местах наибольшего удаления их друг от друга.

Зональность первичных ореолов скарново-шеелитового оруденения обусловлена накоплением в верхних и надрудных областях бериллия и олова, в нижнерудных и подрудных — вольфрама и висмута и может быть выражена рядом (сверху вниз): бериллий — олово — висмут — вольфрам. Ограниченное количество элементов в ряду зональности связано с тем, что многие из элементов не дают зональной картины в связи с полиформационным характером ореолов.

Зональность ореолов кварц-молибденового оруденения заключается в относительном накоплении в надрудных областях иттрия и ванадия, в подрудных — мышьяка и вольфрама. Выражается она рядом (сверху вниз): ванадий — иттрий — молибден — мышьяк — вольфрам.

Для количественной оценки зональности предложены индикаторные соотношения:

$$\text{для шеелит-молибденитового оруденения } \frac{\text{бериллий, олово}}{\text{вольфрам, висмут}},$$

$$\text{для кварц-молибденитового оруденения } \frac{\text{ванадий, иттрий}}{\text{вольфрам, мышьяк}},$$

где в числителе и знаменателе ставятся продуктивности ореолов химических элементов.

Как видно из таблицы, оба индикаторных соотношения монотонно и контрастно убывают вниз по падению рудных тел. Надрудные области отличаются от подрудных по этим показателям более чем на четыре порядка. Это свидетельствует о надежности применения указанных критериев для оценки относительного уровня эрозионного среза геохимических аномалий.

Критерии, основанные на особенностях развития первичных ореолов, использованы авторами для оценки перспектив рудоносности ряда участков и рудопроявлений Тырнаузского рудного поля. Апробация этих критериев на практике показала высокую эффективность их использования на стадии предварительной и детальной разведки, а также при поисках новых рудных тел на ближайших флангах рудного поля.

Примером применения разработанных критериев обнаружения слепых вольфрамовых тел могут служить результаты геохимических исследований, проведенных в пределах участка Пик Веры.

Участок расположен в западной части Тырнаузского рудного поля и сложен массивными мраморами, пироксен-плагноклазовыми и биотитовыми роговиками.

Нами опробованы поверхность тремя профилями по водоразделам (рис. 2) и штольневой горизонт (рис. 3). Расстояние между сечениями 200 м.

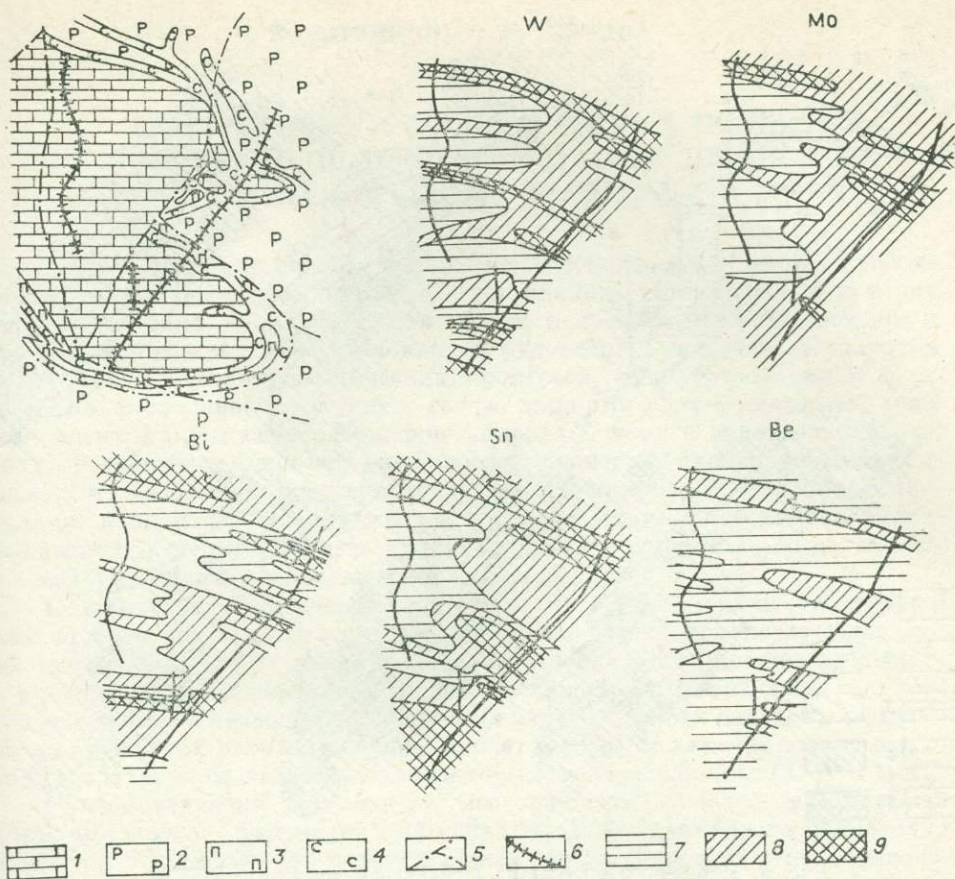


Рис. 2. Первичные ореолы по данным опробования поверхности участка Пик Веры. 1 — мраморы; 2 — роговики биотитовые и биотит-амфиболовые; 3 — роговики пироксен-плагиоклазовые; 4 — скарны; 5 — тектонические нарушения; 6 — линии опробования; 7—9 — концентрации элементов-индикаторов в ореолах (9 — максимальные).

При документации, которая сопровождала геохимическое опробование, установлено следующее.

Мраморы в разной степени скарнированы, причем интенсивность скарнирования значительно возрастает с глубиной (от 10 до 60%). Из скарных минералов встречены гранат, пироксен (геденбергит), везувиан, эпидот. В строении скарнов выявлена вертикальная зональность, заключающаяся в преобладании на верхних горизонтах гранатовых скарнов, а на нижнем — гранат-пироксеновых и пироксеновых (известно, что шеелитовая минерализация чаще всего приурочена к пироксеновым скарнам).

На изученном участке широко развиты ореолы вольфрама, молибдена, олова, висмута, бериллия (см. рис. 2), которые резко расширяются с глубиной как по мощности, так и по содержанию элементов-индикаторов (см. рис. 3). На разведочном горизонте 2767 м четко выделяются две основные аномальные зоны (см. рис. 3), разделенные между собой фоновыми концентрациями.

Для определения выявленных аномалий рассчитаны геохимические параметры ореолов на обоих горизонтальных сечениях участка Пик Веры:

Уровни сечений, м	Продуктивность элементов, усл. ед.				
	W	Mo	Bi	Be	Sn
2940	31,8	8,8	16,9	2,5	280
2767	210,6	55,8	94,4	36,9	758

Сравнение расчетных данных с параметрами позволило предположить наличие слепых рудных тел на глубине ниже абсолютной отметки 2610, т. е. 150 м глубже горизонта 2767 м.

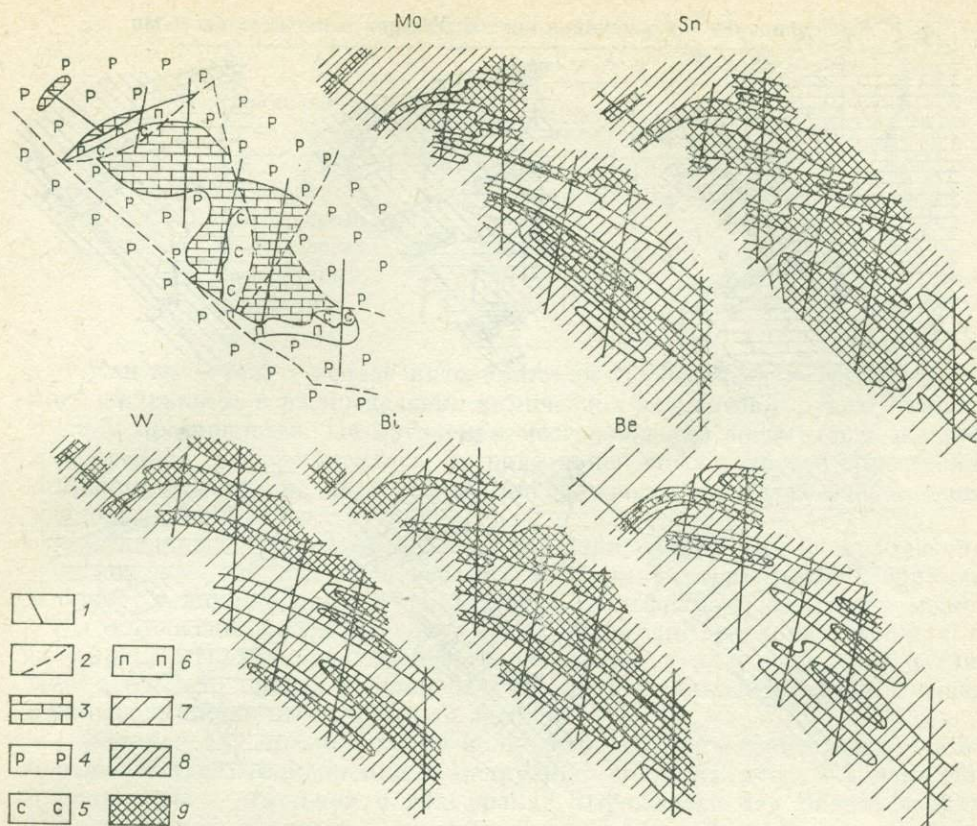


Рис. 3. Первичные ореолы на штольневом горизонте 2767 м.

1 — скважины; 2 — тектонические нарушения; 3 — мраморы; 4 — роговики биотитовые и биотит-амфиболовые; 5 — скарны; 6 — роговики пироксен-плагиоклазовые; 7—9 — концентрации элементов-индикаторов в ореолах (9 — максимальные).

Проверка данных полностью подтвердила правильность предположения — подземными горными выработками и скважинами вскрыты два слепых рудных тела, залегающих на указанной глубине.

* *
*

Несмотря на сложность геологического строения изученного месторождения, многостадийный характер минерализации, полиформационный характер ореолов, имеет место четкая вертикальная геохимическая зональность в их строении.

Основой интерпретации геохимических полиформационных аномалий является выделение типоморфного набора элементов-индикаторов, присущего каждому из типов оруденения.

Апробация разработанной методики показала ее высокую эффективность.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамсон Г. Я., Григорян С. В. О полиформационных ореолах месторождения Тырнауз. — В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: изд. ИМГРЭ, 1972, с. 20—21.
- Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1974. 216 с.
- Кононов О. В., Назьямова Г. Н., Свириденко А. Ф. Особенности развития геологической структуры и стадийность процессов формирования Тырнаузского молибден-вольфрамового месторождения. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. М.: Изд-во ЛГУ, 1971, 1 с. 37—42.

ОРЕОЛЫ ХЛОРА И ФТОРА В РУДНЫХ ПОЛЯХ МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В последние годы при изучении генезиса медно-молибденовых месторождений большое внимание уделяется анализу геохимической истории летучих компонентов (в частности, фтора и хлора) на магматическом и постмагматическом этапах становления рудоносных интрузий, в развитии гидротермальных метасоматических процессов, рудообразования и т. д. Объектом исследования наряду с газовой-жидкими включениями все чаще становятся фтор- и хлорсодержащие минералы, чему в значительной степени способствует широкое внедрение в практику минералого-геохимических исследований рентгеноспектрального микрозондирования. Минералами, концентрирующими хлор и фтор, на медно-молибденовых месторождениях в первую очередь являются биотит, роговая обманка, апатит и в меньшей степени турмалин, серицит и сфен.

Накопленный фактический материал по содержанию и распределению фтора и хлора в этих минералах в зависимости от генетических особенностей вмещающих пород и пространственного положения последних в рудных полях медно-молибденовых месторождений позволяет уже сейчас переходить к решению практических задач в области поисковых и прогностико-оценочных работ. Последнее может быть проиллюстрировано имеющимся материалом по медно-молибденовым месторождениям СССР и МНР.

Рудообразующий процесс на месторождениях медно-молибденовой формации связан с развитием субвулканического порфирического магматизма и обычно характеризуется интенсивным метасоматическим преобразованием вмещающих пород. Гидротермально-измененные породы рассматриваются в качестве одного из важнейших поисковых признаков на медно-молибденовое оруденение, не выходящее на поверхность. Однако при всей масштабности их проявления измененные породы фиксируют в основном непосредственно рудоконтролирующие зоны, что в определенной степени ограничивает их поисковую информативность.

Анализ общих геолого-генетических особенностей эндогенного процесса при формировании медно-молибденовых месторождений и эволюции в нем летучих компонентов свидетельствует о широком развитии в рудных полях ореолов хлора и фтора, далеко выходящих за пределы зон изменения минерального состава пород. Широкому площадному (и объемному) развитию этих ореолов благоприятствует постоянное наличие в рудных полях медно-молибденовых месторождений зон интенсивной трещиноватости и повышенной проницаемости. Хлор и фтор в рассматриваемых ореолах проявляются в законсервированных флюидных включениях, новообразованных и перекристаллизованных минералов, обладающих в отношении летучих компонентов повышенной изоморфной и сорбционной емкостью.

В распределении хлора и фтора в пределах рудных полей медно-молибденовых месторождений отмечается определенная зональность, отражающая общую геохимическую историю летучих компонентов в эндогенном процессе и структурные особенности района.

Рудная минерализация на рассматриваемых месторождениях локализуется в участках развития малоглубинных (субвулканических) штоко- и дайкообразных тел преимущественно гранитоидного состава. Ее формирование обусловлено процессами, связанными со становлением малых интрузивов, а также с более глубинными магматическими массами. Связь оруденения с магматизмом парагенетическая. Рудная минерализация часто концентрируется в экзоконтактовых зонах порфирических интрузивов на различном расстоянии от последних. С учетом зафиксированных содержаний

Содержание (%) хлора и фтора в темноцветных минералах и апатите из пород периферийных частей месторождений (зона I) и пород, вмещающих рудные залежи (зона II), по данным электронного микрозондирования

Зона	Темноцветные минералы			Апатит		
	F	Cl	F/Cl	F	Cl	F/Cl
<i>Жирекен (СССР, Восточное Забайкалье)</i>						
I	0,71(8)	0,13	5,4	2,59(2)	0,14	18,5
II	0,96(12)	0,12	8,0	2,82(4)	0,10	28,2
<i>Шахтама (СССР, Восточное Забайкалье)</i>						
I	0,36(4)	0,24	1,6	2,26(4)	0,41	5,5
II	0,58(7)	0,20	2,9	2,76(13)	0,19	14,5
<i>Кальмакыр (СССР, Средняя Азия)</i>						
I	0,53(6)	0,24	2,2	1,22(7)	0,70	1,7
II	0,72(7)	0,19	3,8	2,86(6)	0,36	7,9
<i>Эрдэнтуйин-Обо (МНР)</i>						
I	0,46(13)	0,18	2,6	3,37(2)	0,23	14,6
II	0,65(6)	0,08	8,1	3,46(6)	0,17	20,4
<i>Цаган-Субурга (МНР)</i>						
I	1,49(3)	0,06	24,8	2,98(2)	0,12	24,8
II	1,12(3)	0,01	112,0	3,87(5)	0,03	129,70

Примечание. На месторождениях Жирекен, Шахтама, Кальмакыр и Эрдэнтуйин-Обо анализировались биотиты, на месторождении Цаган-Субурга — роговая обманка. В скобках — количество анализов.

хлора в биотитах, амфиболах и апатитах из пород рудоносных магматических комплексов и преимущественного перехода его во флюидную фазу предполагается повышенная концентрация хлора в исходном магматическом расплаве.

На ранних стадиях эндогенного процесса в связи с дегазацией магматических масс и значительной миграцией хлора во флюидной фазе в пределах рудоносных площадей формировались обширные ореолы хлора. В контурах этих ореолов хлора и проявились все последующие эндогенные преобразования, включая становление порфировых интрузий, проявление зон взрывных брекчий, метасоматических преобразований и концентрированного оруденения. Пространственно ореолы хлора не только фиксируют дренирующие структуры, но и окаймляют рудные залежи и сопровождающие их гидротермально измененные породы, обычно далеко выходя за пределы последних (см. таблицу; рис. 1).

За участками гидротермально-измененных пород фиксируются зоны повышенных концентраций хлора в апатитах и темноцветных минералах вмещающих пород. Эти зоны возникают как за счет появления новообразованных хлорсодержащих минералов, так и в результате перекристаллизации ранее существовавших темноцветных минералов и акцессорного апатита вмещающих пород. В процессе подобной перекристаллизации наибольшие изменения, как правило, происходят в анионной части минералов и приводят к заметному возрастанию доли хлора.

Формирование ореолов хлора за пределами участков гидротермально измененных пород в большинстве случаев связано с перекристаллизацией минералов. Новообразованные хлорсодержащие минералы здесь встречаются редко. Чаще отмечается развитие зональных апатитов и темноцветных минералов с периферийной зоной, относительно обогащенной хлором.

Отчетливые ореолы хлора формируются в экзоконтактных зонах порфировых интрузий рудоносных магматических комплексов. Минералогеохимическая форма проявления ореолов аналогична вышеописанной. Намечается определенное соответствие интенсивности ореола степени рудоносности порфирового магматизма. Однако здесь необходимо учитывать

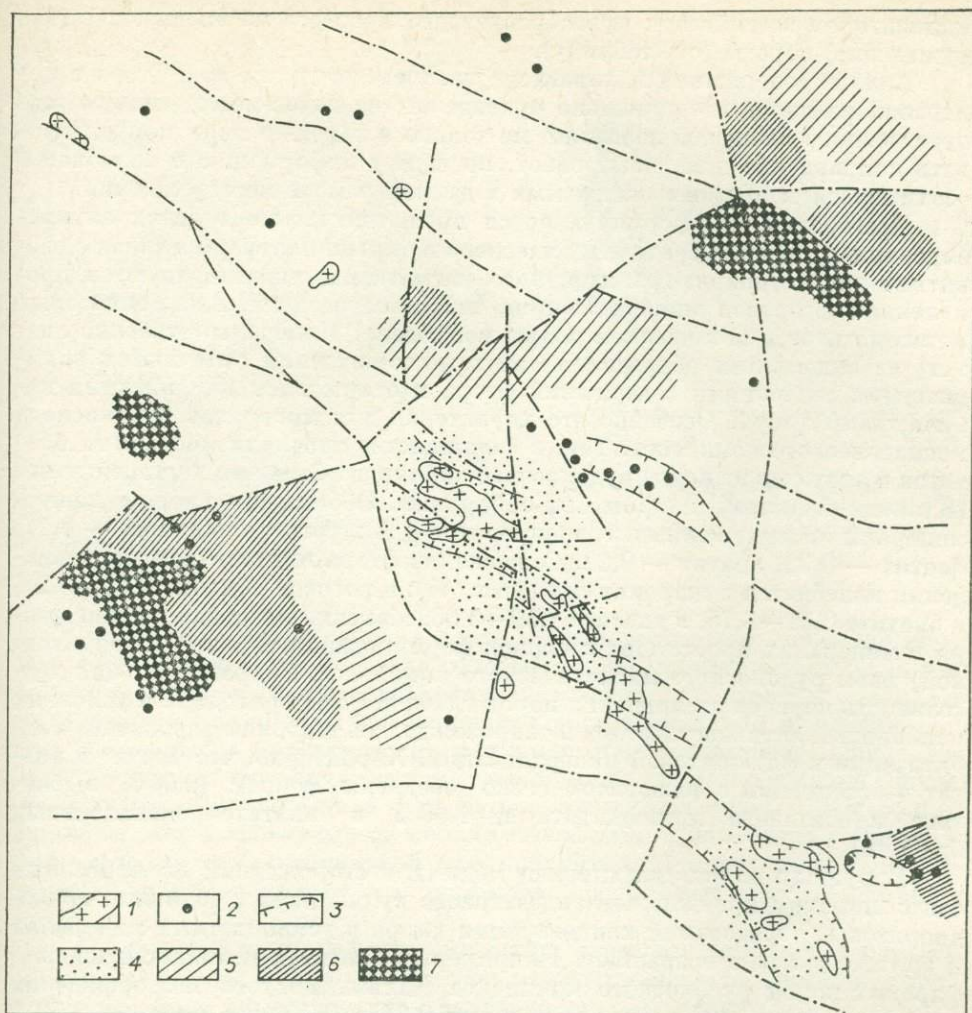


Рис. 1. Схема развития ореолов хлора в Эрджэзтском рудном поле.

1 — порфиры рудоносного магматического комплекса (зона концентрированного оруденения); 2 — точки медной минерализации; 3 — поля гидротермально измененных пород; 4—7 — содержания хлора в биотите вмещающих гранитоидов (%): 4 — $< 0,05$; 5 — $0,05-0,10$; 6 — $0,11-0,15$; 7 — $> 0,15$.

геохимические особенности проявляющегося в данном районе медно-молибденового оруденения, характер рудоносного магматизма и соответственно возможную геохимическую специфику хлора и фтора в развитии эндогенного процесса. Анализ ореолов хлора в экзоконтактных зонах порфиров имеет важное значение в связи с высокой экстрагирующей способностью хлорсодержащих растворов в отношении рудных компонентов.

Гидротермальное преобразование вмещающих пород и концентрированное рудоотложение на медно-молибденовых месторождениях развивались в условиях повышения активности фтора, что приводило к возрастанию F/Cl отношения как в новообразованных, так и в перекристаллизованных минералах.

Ореолы фтора в целом более локальны. Связаны они преимущественно с проявлением высокотемпературного калиевого метасоматоза (поздней и раннепостмагматической стадий). Пространственно ореолы фтора в определенной степени совпадают с зонами калишпатизированных пород. Эти ореолы более четко фиксируют пространственное положение концентрированной рудной минерализации в контурах ореолов хлора. При этом целесообразно ориентироваться не на абсолютную концентрацию фтора в минералах, а на F/Cl отношение, которое является более чувствительным

индикатором воздействия рудообразующего процесса на вмещающие (окружающие) породы (см. таблицу).

Анализ содержаний и характера распределения хлора и фтора в минералах из пород потенциально рудоносных на медно-молибденовую минерализацию площадей позволяет не только в какой-то мере корректировать направление поисковых работ, но и дает информацию о возможном геохимическом профиле ожидаемых в данном районе месторождений.

Месторождения, формирующиеся преимущественно в зонах активизированных древних срединных массивов и окраин платформ в связи с развитием дацит-липарит-гранитоидного магматизма, характеризуются проявлением фторовой минерализации, широким развитием калишпатовых метасоматитов и повышенной ролью молибдена. Минералы (особенно апатит) из эндогенных образований этих месторождений отличаются повышенными значениями содержаний фтора и отсутствием или низкими количествами хлора. Особенно это характерно для минералов рудоносного магматического комплекса. Так, в большинстве проанализированных биотитов и апатитов из пород рудоносного комплекса Сорского месторождения (Кузнецкий Алатау) хлор не был обнаружен. Обогащены хлором только минералы окварцованных гранодиоритов (%): роговая обманка — 0,17, биотит — 0,33, апатит — 0,22. Содержание фтора в минералах месторождения колеблется в широких пределах (%): в роговой обманке 0,09—0,29, в биотите 0,91—3,75, в апатите 1,59—5,03. Максимальное накопление фтора в минералах происходит в период формирования главной (продуктивной) фазы рудоносного магматического комплекса. Гидротермальная деятельность периода становления пород главной фазы проходила в условиях наибольшей активности фтора и сопровождалась широким развитием альбитизации и флюоритовой минерализации. Характерно, что биотит и апатит в ассоциации с флюоритом резко обеднены фтором (0,91% в биотите альбитового метасоматита и 1,69% в апатите взрывчатых брекчий).

В рудных полях существенно медных месторождений из орогенных зон с широким проявлением андезитового вулканизма и монзонит-гранодиоритовых образований концентрация хлора в темноцветных минералах и апатите заметно возрастает. Например, в биотитах и апатитах из порфировых пород рудоносного комплекса Кальмакырского месторождения средние содержания хлора составляют 0,24 и 0,70%, а фтора — 0,53 и 1,22%. При наложении гидротермальных процессов содержание фтора увеличивается: в апатите калишпатизированных диоритов (вмещающие оруденение породы) — до 3,49%, а в биотите калишпатизированных порфиров рудоносного комплекса — до 0,72%. Содержание хлора снижается соответственно до 0,36 и 0,19%. Значительная роль хлора в рудообразующем процессе на Кальмакырском месторождении подчеркивается изобилием в минералах газово-жидких включений с хлоридами, содержание которых нередко превышает 50 об. %.

Минералы медно-молибденовых месторождений Цаган-Субурга, Эрдэнэтуш-Обо и Жирекен характеризуются в целом умеренными содержаниями хлора, и на графиках (рис. 2, 3) по этому параметру они располагаются в основном между полями минералов Сорского и Кальмакырского месторождений. Отмечаемые в отдельных случаях отклонения связаны в основном с повышенным концентраций хлора в минералах зон взрывчатых брекчий.

Таким образом, уже на данной стадии изученности ореолов хлора и фтора в рудных полях медно-молибденовых месторождений можно говорить о следующих возможностях их использования при поисковых и прогнозно-оценочных работах.

Учет ореолов хлора и фтора при поисковых работах на медно-молибденовых месторождениях значительно увеличивает объем объектов поиска (рудоносных площадей и рудных проявлений). Особенно важное значение это имеет для слабо обогащенных районов и при поисках глубоко залегающих рудных проявлений.

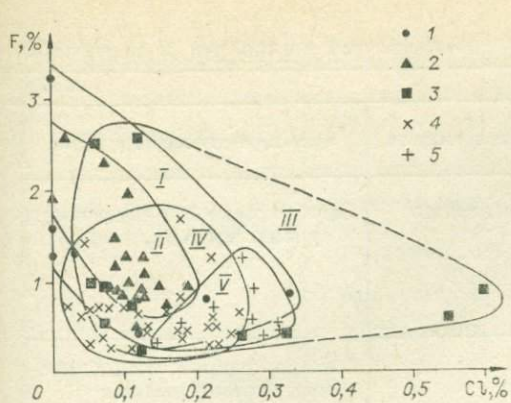


Рис. 2. Распределение хлора и фтора в биотитах интрузивных пород.

Месторождения (в скобках — номера полей): 1 — Сорское (I); 2 — Жирекенское (II); 3 — Цаган-Субурга (III); 4 — Эрдэнэтуин-Обо (IV); 5 — Кальмакырское (V).

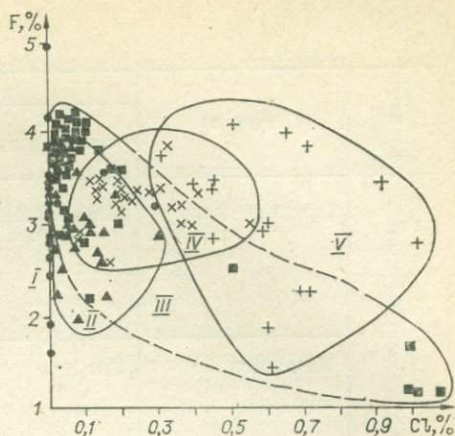


Рис. 3. Распределение хлора и фтора в апатитах интрузивных пород. Усл. обозначения см. на рис. 2.

Детальный анализ ореолов хлора в экзоконтактных зонах порфировых интрузий дает дополнительную информацию для прогнозной оценки их возможной рудоносности. Необходимо учитывать, что хлориды оказывают значительное влияние на интенсивность экстрагирования и перенос рудных компонентов магматическим флюидом. Как показывают эксперименты, отделение хлорсодержащих растворов от кристаллизующихся кислых магм (даже при наличии в них только кларковых содержаний рудных компонентов) сопровождается мобилизацией меди и молибдена в количествах, которые в благоприятной для концентрированного рудоотложения обстановке могут привести к формированию промышленных месторождений.

Анализ геохимической истории хлора и фтора в эндогенном процессе может быть использован при уточнении геохимического профиля ожидаемого в районе поисков медно-молибденового оруденения.

В заключение следует подчеркнуть, что оконтуривание и интерпретацию ореолов хлора и фтора целесообразно проводить с участием генетической сущности развитых в районе геологических образований и их положения в структурах рудоносных площадей.

Г. Э. ФЕДОТОВА, Р. Г. ОГАНЕСЯН, А. М. СВИРИДОВ
(СССР)

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В статье приводятся результаты изучения особенностей строения первичных ореолов ряда медно-порфировых месторождений Средней Азии, Казахстана, Кавказа. В основу геохимических построений положены теоретические представления геохимических методов поисков, разработанные Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном [1972]*.

* Овчинников Л. Н., Григорян С. В. К вопросу об интерпретации геохимических аномалий. — В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата: изд. КазНТГО, 1972, с. 68—80.

Элементный состав руд и первичных

Условия формирования	Регион	Состав	
		основных рудных элементов	элементов-спутников в рудах
Близповерхностные	Средняя Азия	Медь, молибден, золото	Серебро, свинец, цинк, висмут, сурьма, мышьяк, вольфрам
	Казахстан	Тот же	Серебро, свинец, цинк, висмут, сурьма, мышьяк
Гипабиссальные	Средняя Азия	Медь, молибден, золото, рений	Серебро, свинец, цинк, висмут, мышьяк, олово, вольфрам
	Казахстан	Медь, молибден, золото	Тот же
	Кавказ	Тот же	Тот же
Глубинные	Средняя Азия	Медь, молибден, рений	Серебро, свинец, цинк, висмут, олово, вольфрам
	Казахстан	Тот же	Тот же
	Кавказ	Медь, молибден	Тот же

Медно-порфировые месторождения по сравнению с другими видами оруденения имеют ряд специфических особенностей, осложняющих поиски. К этим особенностям в первую очередь следует отнести рассеянный характер медно-порфирового оруденения и довольно сложное морфологическое строение. Месторождения подобного типа в зависимости от условий формирования имеют грибообразную форму со сложной морфологией рудных зон, порой кулисообразно расположенных в пространстве. Последнее значительно осложняет выявление внутреннего строения ореолов и, в частности, геохимической зональности в целом.

Методические приемы изучения первичных ореолов несколько специфичны. Изучались опорные разрезы по месторождениям с построением по горизонтальных планов. В последующем создавалась схема объемной геохимической модели объекта или отдельных его частей. При этом большое внимание уделялось определению места максимальной концентрации элементов в различных областях оруденения в зависимости от условий формирования последнего.

ореолов медно-порфировых месторождений

элементов выноса	Общий элементный первичных ореолов	Ряд зональности
Барий, стронций, свинец, цинк, кобальт, никель	Барий, стронций, сурьма, мышьяк, серебро, золото, свинец, цинк, медь, висмут, молибден, кобальт, никель, вольфрам	Барий, стронций, сурьма, мышьяк, золото, серебро, свинец, цинк, серебро, золото, медь, висмут, кобальт, никель, молибден, вольфрам
Барий, стронций, свинец, цинк, кобальт	Тот же	Барий, стронций, сурьма, серебро, золото, свинец, цинк, серебро, золото, висмут, медь, кобальт, никель, молибден, вольфрам
Никель, барий, стронций, свинец, цинк, кобальт, никель, ванадий	Барий, стронций, мышьяк, серебро, золото, свинец, цинк, висмут, медь, кобальт, никель, ванадий, олово, молибден, вольфрам	Барий, стронций, мышьяк, серебро, свинец, цинк, золото, медь, кобальт, никель, ванадий, висмут, олово, молибден, вольфрам
Барий, стронций, свинец, цинк, кобальт, никель, ванадий	Тот же	Тот же
Барий, свинец, цинк, кобальт, никель, ванадий	Барий, стронций, серебро, золото, свинец, цинк, висмут, медь, кобальт, никель, ванадий, олово, молибден, вольфрам	Барий, стронций, серебро, мышьяк, свинец, цинк, золото, медь, висмут, кобальт, никель, ванадий, олово, молибден, вольфрам
Барий, свинец, цинк, ванадий	Барий, серебро, свинец, цинк, висмут, медь, молибден, кобальт, никель, вольфрам, олово	Барий, серебро, свинец, цинк, медь, висмут, кобальт, никель, олово, ванадий, молибден, вольфрам
Тот же	Тот же	Тот же
Тот же	Барий, серебро, свинец, цинк, висмут, медь, молибден, кобальт, олово, вольфрам, редкие земли	Барий, серебро, свинец, цинк, медь, висмут, олово, кобальт, молибден, вольфрам

Медно-порфировые месторождения названных регионов имеют общие особенности. Основные из них — прожилково-вкрапленный тип руд, состав медно-молибденовый, иногда с золотом, и многокомпонентный состав элементов-примесей. Возраст их колеблется в широких пределах. Месторождения Кавказа локализируются в эвгеосинклинальных и орогенных зонах верхнеюрского и верхнемелового возраста. Аналогичные месторождения Казахстана и Средней Азии связаны с орогенным этапом герцинской геосинклинальной системы. В структурном отношении месторождения приурочены к крупным вулканотектоническим депрессиям, представляющим собой древние кальдеры опускания, образовавшиеся на месте вулканогенных сооружений центрального типа [Пучков, Гильмудинов, 1976]*.

Несмотря на различия в условиях формирования месторождений (от малых до больших глубин) и возрастной последовательности их становле-

* Пучков Е. В., Гильмудинов Г. Х. Геохимические особенности медно-порфировых месторождений Северного Прибалхашья. Алма-Ата, 1976. 137 с.

Пределы изменения средних содержаний элементов (нормированных по фону) в ореолах медно-порфировых месторождений различных уровней формирования

Элемент	Условия формирования								
	близкоповерхностные			гипабиссальные			глубинные		
	Уровень сечения								
	верхне-рудный	средне-рудный	нижне-рудный	верхне-рудный	средне-рудный	нижне-рудный	верхне-рудный	средне-рудный	нижне-рудный
Cu	300—200	200—100	100—70	100—70	200—100	100—50	50—30	50—30	30—5
Mo	3—5	5—10	10—20	10—20	20—100	100—70	100—150	100—200	200—300
Ag	100—50	50—30	30—10	30—10	30—10	10—5	10—5	5—3	3—1
Pb	300—100	100—50	50—10	50—30	30—20	20—10	10—5	5—3	3—1
Zn	200—100	100—70	70—10	20—10	10—5	5—3	5—3	3—2	2—1
Ba	70—50	50—30	10—30	10—5	5—3	5—3	3—2	2—1	1
Sn	5—3	6—8	10—8	5—3	10—5	10—5	10—5	5—3	3—2
W	0,1—1	1—2	2—3	2—3	3—5	5—7	5—7	7—10	10—20
V	—	—	—	3—5	3—2	3—2	5—2	3—2	2—1
Co	3—2	2—1	1—0,8	3—5	3—7	2—3	5—7	7—10	10—30
Bi	30—20	20—10	10—5	10—5	5—3	5—3	3—2	2—1	2—1
Sb	20—10	10—5	5—1	—	—	—	—	—	—
As	30—10	20—10	10—5	10—5	5—3	3—2	—	—	—
Sr	30—10	10—5	5—3	10—3	5—3	3—2	2—1	2—1	1

ния, получен ряд общих и частных особенностей в строении руд и первичных ореолов, дающих возможность использовать последние при поисках и разведке медно-порфировых месторождений.

Перечислим общие геохимические особенности.

1. Идентичность вещественного состава руд и многокомпонентный состав первичных ореолов (табл. 1).

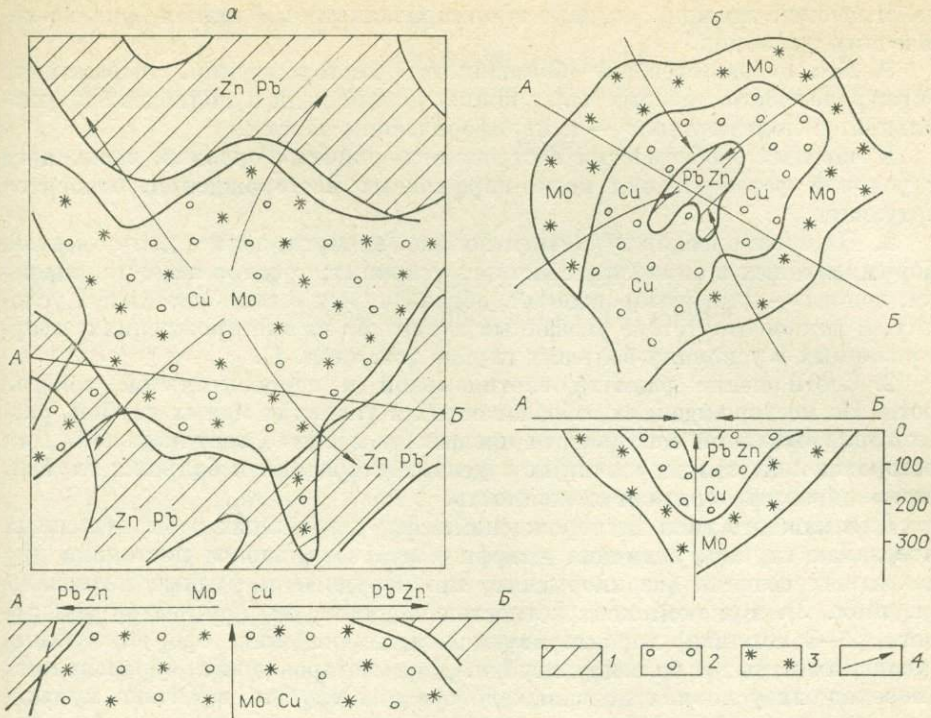
2. Генетически закономерная смена с глубиной преимущественно медного оруденения на медно-молибденовое и молибденовое (табл. 2).

3. Сходная вертикальная зональность в рудах и первичных ореолах, выраженная в преимущественном накоплении: на глубоких горизонтах — молибдена, вольфрама, кобальта, иногда редких земель; на средних горизонтах — меди, серебра¹, висмута¹, олова; на верхних — свинца, цинка, серебра², золота, висмута², сурьмы и мышьяка (см. табл. 2).

4. Близкий характер распределения элементов в ореолах выноса. Барий, стронций, марганец выносятся в надрудные и верхнерудные области; ванадий, кобальт, никель — в околорудные, реже в верхнерудные (ванадий); на глубоких горизонтах интенсивность выноса этих элементов незначительна, особенно кобальта (см. табл. 2).

Пределы изменения геохимических коэффициентов зонально

Условия формирования	Регион	Состав пород	Величины
			Медь Молибден
Близкоповерхностные	Средняя Азия Казахстан Кавказ	Эффузивные серии пород	1000—100
			1000—100
			1000—100
Гипабиссальные	Средняя Азия Казахстан Кавказ	Гранитоиды, малые	100—30
			100—30
			100—20
Глубинные	Средняя Азия Казахстан Кавказ	Интрузивные серии пород	50—1
			30—1
			30—10
		Интрузивные и эффузивные серии пород	



Формы оруденения.

а — куполообразная, б — конусообразная. 1—3 — первичные ореолы: 1 — свинца и цинка, 2 — меди, 3 — молибдена; 4 — направление зональности.

5. Тесная связь горизонтальной геохимической зональности с морфологическими особенностями развития оруденения, в случае купольной формы она имеет центробежный, а в случае седловидной или конусовидной — центростремительный характер (см. рисунок а, б).

6. Идентичные ряды вертикальной геохимической зональности для месторождений различных регионов (см. табл. 1).

7. Близкие пределы изменения частных (медь/молибден) и мультипликативных $\left(\frac{\text{барий} \cdot \text{серебро} \cdot \text{свинец} \cdot \text{цинк}}{\text{кобальт} \cdot \text{молибден} \cdot \text{вольфрам} \cdot \text{олово}}, \frac{\text{свинец} \cdot \text{цинк}}{\text{вольфрам}^2}, \frac{\text{медь} \cdot \text{серебро}}{\text{молибден}^2}, \frac{\text{серебро} \cdot \text{цинк}}{\text{молибден}^2}, \frac{\text{барий}^2}{\text{вольфрам} \cdot \text{молибден}} \right)$ коэффициентов зональности (табл. 3) для месторождений различных регионов, располагающихся в различной

Таблица 3

сти по падению рудных зон медно-порфировых месторождений

частных и мультипликативных коэффициентов зональности

$\frac{\text{Барий}^2}{\text{Вольфрам} \cdot \text{молибден}}$	$\frac{\text{Свинец} \cdot \text{цинк}}{\text{Вольфрам}^2}$	$\frac{\text{Медь} \cdot \text{серебро}}{\text{Молибден}^2}$	$\frac{\text{Цинк} \cdot \text{серебро}}{\text{Молибден}^2}$	$\frac{\text{Свинец} \cdot \text{цинк} \cdot \text{барий} \cdot \text{серебро}}{\text{Вольфрам} \cdot \text{молибден} \cdot \text{олово} \cdot \text{кобальт}}$
$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^{3-2} - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^8 - n \cdot 10^3$
$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^5 - n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^8 - n \cdot 10^3$
$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^4 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^7 - n \cdot 10^3$
$n \cdot 10^3 - n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^3 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{4-3} - n \cdot 10^2$
$n \cdot 10^3 - n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^3 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{4-3} - n \cdot 10^2$
$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^3 - n \cdot 10^1$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^0$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-2}$	—
$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^0 - n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^{-2}$
$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10^0 - n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^2 - n \cdot 10^{-2}$
$n \cdot 10^1 - n \cdot 10^{-3}$		$n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-2}$	$n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$	—

геологической позиции, однако сформированных в близких физико-химических условиях.

8. Кольцевое строение большинства месторождений, выраженное в приуроченности максимальных концентраций меди и молибдена к центральной, а полиметаллов — к периферическим частям.

К частным особенностям в строении первичных ореолов, зависящим от условий формирования медно-порфировых месторождений, относятся следующие.

1. Наличие ореолов сурьмы, мышьяка, висмута, золота для объектов, сформированных в близповерхностных условиях; ореолов висмута, мышьяка, золота — для месторождений, образованных в гипабиссальных условиях, и полное отсутствие указанных элементов на месторождениях, сформированных в условиях больших глубин (см. табл. 1).

2. Соотношение размаха вертикальной и горизонтальной зональности. На месторождениях, образованных в условиях малых глубин, размах горизонтальной зональности превышает масштаб вертикальной. Для месторождений, сформированных в условиях средних и больших глубин, устанавливается обратная зависимость.

Для каждого типа месторождений, сформированных в определенных интервалах глубин, величина коэффициента зональности постоянна для адекватных сечений (верхнерудные, нижнерудные и рудные интервалы (см. табл. 3). Высокой контрастностью величин коэффициентов зональности (2—3 порядка) характеризуются месторождения, сформированные в условиях малых и больших глубин. Для месторождений, образованных в переходных условиях от малых до средних глубин, величина мультипликативных коэффициентов зональности малоконтрастная (до 1-го порядка).

Указанные особенности в строении первичных ореолов медно-порфировых месторождений успешно используются при оценке флангов и глубоких горизонтов объектов на скрытое оруденение, а также при разбровке геохимических аномалий на рудных полях и в отдельных регионах.

ОЛОВЯННЫЕ И РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В. Г. МОИСЕЕНКО, А. Ф. МИРОНЮК, И. Д. ЗАЙКИН
(СССР)

ОПРЕДЕЛЕНИЕ УРОВНЯ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ И ДАННЫМ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИИ

Авторами статьи изучались первичные ореолы и исследовался с применением методов термобарогеохимии состав газовой-жидких включений в минералах оловорудных месторождений касситерит-сульфидной и касситерит-силикатно-сульфидной формаций, расположенных в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. Рудные тела месторождений этих формаций залегают преимущественно в мезозойских песчано-алевролитовых и вулканогенных толщах пород. Они обычно имеют жилообразную форму, крутое падение и прослеживаются не глубину сотен метров.

На оловорудных месторождениях обеих формаций проявлена минеральная зональность, выраженная в преимущественном развитии на их верхних горизонтах ассоциаций минералов касситерит-сульфидной и сульфидно-карбонатной стадий оруденения и в постепенной смене их с глубиной таковыми касситерит-кварцевой стадии. Среди минералов, выделившихся в касситерит-сульфидную и сульфидно-карбонатную стадии, с глубиной уменьшается количество галенита по сравнению со сфалеритом и увеличивается содержание пирротина и халькопирита.

Рудные тела месторождений обеих формаций сопровождаются первичными ореолами олова, свинца, цинка, меди, мышьяка, серебра, вольфрама, висмута, кадмия, во многих случаях сурьмы, индия, никеля, кобальта и др. Ширина первичных ореолов главных ореолообразующих элементов достигает многих десятков и сотни метров при мощности рудных тел, часто не превышающей первые метры.

В строении первичных ореолов наблюдается геохимическая зональность, в общем соответствующая минералогической зональности рудных тел, но проявлена более закономерно и контрастно. На рис. 1 показана вертикальная продольная проекция распределения линейных продуктивностей ряда элементов в ореолах двух рудных зон одного из детально изученных оловянно-полиметаллических месторождений касситерит-сульфидной формации. По мере приближения к поверхности и удаления от расположенной на фланге месторождения интрузии гранитоидов наблюдается увеличение продуктивностей ореолов свинца, серебра, сурьмы и уменьшение продуктивностей ореолов меди, вольфрама, висмута.

Ряды геохимической зональности, составленные нами для 17 оловорудных месторождений касситерит-сульфидной и касситерит-силикатно-сульфидной формаций, сходны между собой и в общем близки обобщенному ряду зональности Л. Н. Овчинникова, С. В. Григоряна для сульфидных месторождений. На верхних и надрудных уровнях ореолов относительно других элементов накапливаются сурьма, свинец, цинк, серебро, кадмий; на средних — преимущественно олово; на нижних и подрудных — вольфрам, молибден, висмут, мышьяк, часто также медь, иногда олово. Сходство элементного состава и зональности первичных ореолов оловорудных месторождений рассматриваемых формаций позволяет составить обобщенную схему их строения, представленную на рис. 2.

Для определения относительного уровня эрозионного среза рудных тел и геохимических аномалий используются мультипликативные пока-

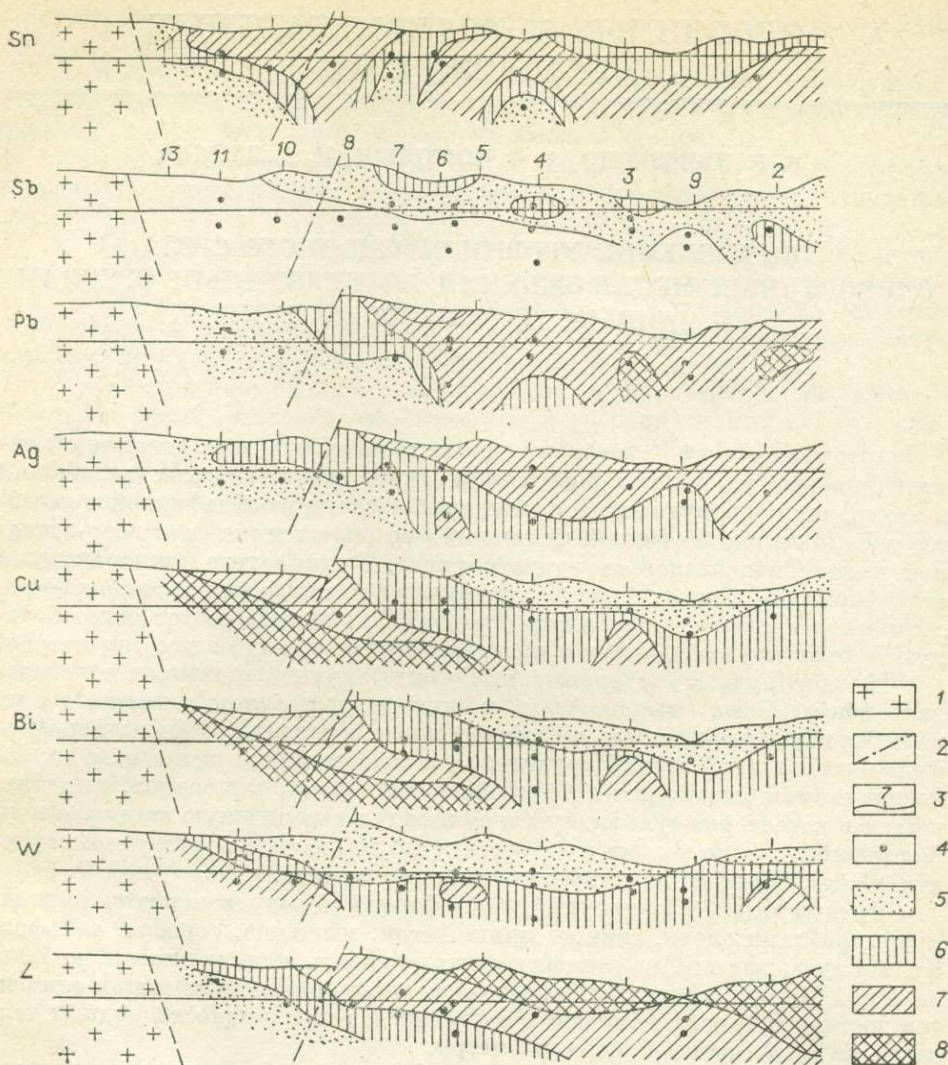


Рис. 1. Продольная вертикальная проекция значений линейных продуктивностей элементов-индикаторов и мультипликативного коэффициента геохимической зональности (L) в первичных ореолах оловянно-полиметаллического месторождения.

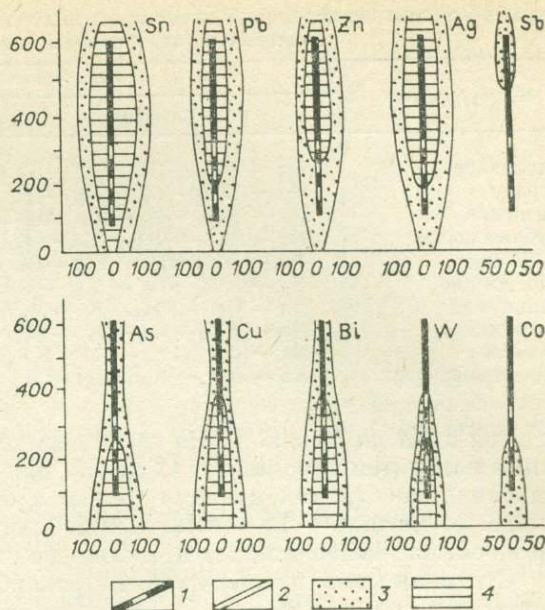
1 — биотитовые граниты; 2 — тектонические нарушения; 3 — места пересечения рудных тел скважинами и штольнями; 4—7 — линейные продуктивности первичных ореолов элементов в минимальных значениях: 4 — от 1 до 3, 5 — от 3 до 10, 6 — от 10 до 30, 7 — более 30; значения коэффициента зональности: 5 — менее 0,01, 6 — от 0,01 до 1,0, 7 — от 1,0 до 1000, 8 — более 10 000. Цифры на рисунке — номера профилей.

затели зональности, отражающие изменение с глубиной отношений продуктивностей групп элементов с наиболее контрастно выраженной тенденцией к относительному накоплению на верхних и нижних горизонтах месторождений. На рис. 1 представлена вертикальная проекция величины мультипликативного коэффициента зональности L ореолов выше рассмотренных рудных зон оловянно-полиметаллического месторождения. Этот коэффициент, равный отношению произведений продуктивностей свинца, серебра, сурьмы к произведениям продуктивностей меди, вольфрама и висмута, от подрудных к верхнерудным горизонтам закономерно увеличивается от тысячных долей единицы до более 10 000.

Величины мультипликативных коэффициентов зональности для сходных по вещественному составу оловорудных месторождений имеют близкие значения для одинаковых уровней оруденения. На рис. 3 показаны графики изменения отношений произведений продуктивностей свинца, серебра, сурьмы к произведениям продуктивностей вольфрама, висмута,

Рис. 2. Обобщенная схема строения первичных ореолов оловорудных месторождений.

1, 2 — интервалы рудных тел, сложенные преимущественно касситерит-арсенопирито-кварцевыми и пирротиновыми рудами (1), галенит-сфалерит-пирротиновыми и сульфидно-карбонатными рудами (черное); 3, 4 — содержания элементов; 3 — фон+до 3σ, 4 — фон+более 3σ.



меди для однотипных оловянно-полиметаллических месторождений касситерит-сульфидной формации. Величины этих отношений являются индикаторами уровня эрозионного среза рудных тел и для верхне- и надрудных уровней ореолов составляют более 5000—10000, для среднерудных — 10—1000, для нижне- и подрудных — менее 10.

Сходство геохимической зональности первичных ореолов различных оловорудных месторождений, которое является основой для определения уровня их эрозионного среза, по-видимому, объясняется сходством состава и свойств рудообразующих флюидов на месторождениях касситерит-сульфидной и касситерит-силикатно-сульфидной формаций.

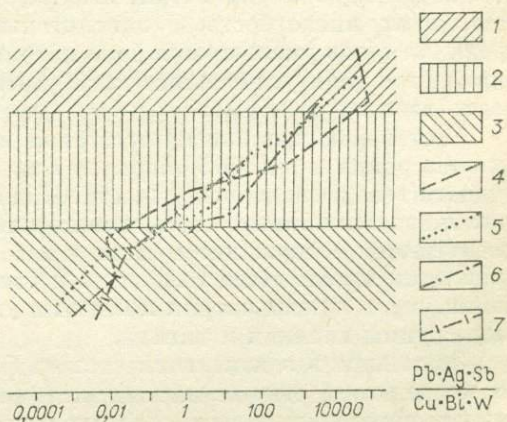
Результаты, полученные при исследовании методами термобарогеохимии законсервированных газовой-жидких включений в различных минералах оловорудных месторождений, показывают, что катионный состав флюидов представлен натрием, калием, кальцием, магнием, аммонием; анионный — хлором, гидрокарбонатом, фтором, серой. В газовой составляющей присутствуют углекислый газ, окись углерода, метан, азот, водород, на большинстве месторождений — сероводород. Преобладают среди газов углекислый газ, окись углерода, азот.

Судя по газовой-жидким включениям в касситеритах, флюиды главной рудной стадии месторождений олова касситерит-сульфидной и касситерит-силикатно-сульфидной формаций при выделении касситерита имели слабо щелочной до щелочного характер ($pH = 6,54-8,60$, редко более) и низкий окислительно-восстановительный потенциал (Eh от $-0,85$ до $-1,23$). Температура растворов во время образования касситерита составляла $260-400^\circ$ при преобладающей $300-360^\circ$.

В таблице приведены ряды убывания относительных концентраций (в экв. %) катионов и анионов во включениях из касситеритов. Из этих данных следует, что во флюидах главной рудной стадии на всех изучавшихся месторождениях среди катионов преобладает натрий. На его долю при-

Рис. 3. Графики изменения с глубиной отношений произведений линейных продуктивностей элементов на месторождениях касситерит-сульфидной формации.

1—3 — уровни ореолов: 1 — верхне- и надрудные, 2 — среднерудные, 3 — нижне- и подрудные; графики изменения отношений произведений линейных продуктивностей элементов на месторождениях: 4 — Смирновском, 5 — Зимнем, 6 — Верном, 7 — Ветвистом.



Ряды убывания концентраций катионов и анионов в газовой-жидких включениях касситеритов оловорудных месторождений

Месторождение	Ряды убывания концентраций	
	Катионы	Анионы
Силинское	Na — NH ₄ — (Mg, Ca) — K	Cl — HCO ₃ — ΣS — F
Горное	Na — NH ₄ — Ca — Mg — K	HCO ₃ — ΣS — Cl — F
Янтарное	Na — NH ₄ — K — (Ca, Mg)	ΣS — HCO ₃ — Cl — F
Дубровское	Na — Mg — NH ₄ — Ca — K	Cl — HCO ₃ — ΣS — F
Солнечное	Na — (Ca, NH ₄) — Mg — K	HCO ₃ — Cl — ΣS — F
Обещающее	Na — NH ₄ — Ca — Mg — K	Cl — HCO ₃ — ΣS — F
Валькумей	Na — Ca — NH ₄ — K — Mg	Cl — HCO ₃ — F
Хинганское	Na — NH ₄ — Ca — K — Mg	HCO ₃ — Cl — F
Голубое	Na — (Ca, NH ₄) — (Mg, K)	Cl — HCO ₃ — ΣS — F
Обобщенный ряд	Na — NH ₄ — (Ca, Mg) — K	(Cl, HCO ₃) — S — F

ходится от 41 до 74 экв. %. На втором месте после натрия по концентрации находится аммоний (от 12 до 27, при средних 19,3 экв. %). Относительная концентрация кальция только в отдельных случаях превышает 20 экв. %, магния — 10 экв. %. Калий присутствует в растворах в количестве обычно менее 6 экв. % при отношении натрия к калию более 5.

Среди анионов преобладают гидрокарбонат и хлор. Суммарно они составляют от 63 до 98 экв. % анионного состава. Исключением из 9 изученных месторождений является только Янтарное, приуроченное к жерлу палеовулкана, во флюидах которого среди анионов преобладают соединения серы. Относительная концентрация фтора в газовой-жидких включениях из касситеритов ни на одном из изучавшихся месторождений не превышает 7 экв. %.

Таким образом, состав флюидов, из которых выделяется касситерит на месторождениях касситерит-сульфидной формации, а также на месторождениях турмалинового и хлоритового типов касситерит-силикатно-сульфидной формации, несмотря на имеющиеся различия магматических комплексов, с которыми ассоциирует оруденение, различия структурного положения месторождений и наличие других индивидуальных особенностей, имеет много общего:

- сходство их катионного, анионного и газового состава;
- преобладание среди катионов натрия и значительная концентрация аммония при подчиненной калия;
- хлоридно-гидрокарбонатно-сернистый или хлоридно-гидрокарбонатный состав анионов при низкой абсолютной и относительной концентрации фтора.

Состав рудообразующих флюидов изменялся как во времени (от стадии к стадии рудного процесса), так и в пространстве (в пределах каждой стадии). Максимальные относительные концентрации натрия характерны для дорудной и главной рудной касситерит-кварцевой стадии. В ходе эволюции флюидов от касситерит-кварцевой к сульфидной стадии увеличиваются их кислотность и окислительно-восстановительный потенциал, среди катионов уменьшается доля натрия, а в газовой составляющей увеличивается доля углекислого газа, уменьшается — водорода, окиси углерода, азота.

Состав флюидов изменяется также в пределах каждой стадии при выделении одних и тех же минералов в зависимости от расстояния горизонта рудного тела до палеоповерхности. При приближении к палеоповерхности увеличивается насыщенность касситеритов газовой-жидкими включениями, уменьшается содержание магния и газов во включениях. В этом же направлении проявляется тенденция к увеличению в них концентрации аммония, серы, суммы натрия и калия и уменьшению водорода, окиси углерода, суммы кальция и магния.

Зональность в изменении состава флюидов выражается количественно посредством отношений концентраций пар и групп компонентов с различным поведением в вертикальных разрезах рудных тел (рис. 4). От ниж-

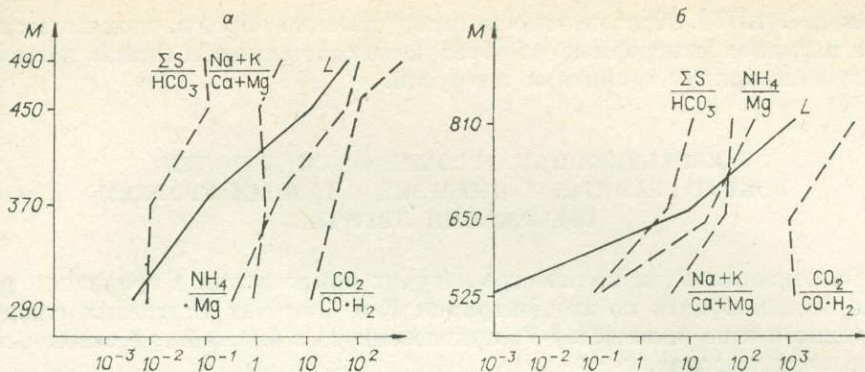


Рис. 4. Изменение величин отношений компонентов во включениях флюидов из касситеритов зоны 1 турмалинового типа (а) и зоны 2 хлоритового типа (б) месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации.

них к верхним горизонтам оруденения проявляется тенденция к увеличению в них отношений окисленных форм углерода и водорода к восстановительным, аммония к магнию, суммы натрия и калия к сумме кальция и магния, серы к бикарбонату. Контрастность изменения этих отношений составляет 1—3 порядка.

Наиболее четко и закономерно зональность в изменении состава флюидов проявляется аналогично первичным ореолам, в изменении мультипликативного коэффициента зональности L , в качестве которого принято отношение произведений содержаний аммония, серы, суммы натрия и калия к произведениям содержаний магния, бикарбоната и суммы кальция и магния.

Значения данного коэффициента, как видно на примере зоны 1 хлоридного типа и зоны 2 турмалинового типа двух различных месторождений, закономерно изменяются на 5—6 порядков на интервалах 200—300 м.

Выявленная закономерность в зональном изменении концентраций различных компонентов во флюидах в вертикальных разрезах рудных тел может найти практическое применение и использоваться при оценке уровня эрозионного среза оруденения.

Необходимо отметить, что исследования в этом направлении носят начальный характер. Их продолжение должно способствовать выяснению причин и механизма образования общей геохимической зональности ореолов в оловорудных месторождениях и разработке критериев прогнозирования оруденения с использованием методов термобарогеохимии.

Ю. П. ТРОШИН, В. И. ГРЕБЕНЩИКОВА, С. М. БОЙКО
(СССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ВОКРУГ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ

В. М. Гольдшмит [Goldschmidt, 1911], детально изучавший контактовые роговики, считал их изохимическими образованиями. Позднее обнаружены ореолы F, B, P, Sn, W и других элементов вокруг гранитных интрузий [Seraphim, 1951; Коптев-Дворников, 1961; Левицкий и др., 1963; Трошин, 1971; Трошин и др., 1970, 1977; Таусон, 1974; Гундобин, 1980]. К. У. Корренс (1958) отмечал, что условия образования геохимического ореола F вокруг интрузий «резко отличаются от условий, существующих при образовании грейзенов». В околоинтрузивном геохимическом ореоле строго определенное место занимает рудная минерализация [Тро-

шин и др., 1977]. Контактные метаморфические породы, геохимический ореол и рудная минерализация образуют в совокупности единое геохимическое поле вокруг гранитных интрузий.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ ВОКРУГ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ С РАЗНЫМ УРОВНЕМ СОДЕРЖАНИЯ ЛЕТУЧИХ

Об относительном количестве летучих компонентов в гранитном расплаве можно судить по концентрации F в биотитах (литиевых слюдах) из гранитов и по количеству F, привнесенного в ближайшую экзоконтактную зону массива.

Этыкинский массив амазонитовых гранитов (Вост. Забайкалье) площадью 1,0—1,5 км² заметно обогащен рядом редких литофильных элементов и характеризуется очень высоким содержанием F в слюдах — 8,23% [Коваль, 1975; Трошин, 1978]. В ближайшей экзоконтактной зоне массива содержание F составляет 100 кг на 1 м³ породы [Левицкий, Аристов и др., 1963]. Это свидетельствует об очень высоком уровне насыщенности летучими исходного магматического расплава.

Ширина контактовых изменений возле массива достигает 20—30 м [Левицкий и др., 1963]. Непосредственно к массиву примыкает зона топаз-циннвальдитового грейзена шириной 2—3 м, затем идет зона топаз-полевошпатовых роговиков (3—4 м), зона кварц-слюдистых сланцев с малым количеством топаза и турмалина (5—8 м); за контуром этой зоны контактное воздействие амазонитового гранита сказывается лишь в появлении рассеянных чешуек слюды и спорадических зерен топаза и турмалина. В экзоконтактной зоне Этыкинской интрузии уменьшается количество Si и увеличивается содержание Al, K, F и редких элементов. Повышение содержаний прочносвязанной воды и Na отмечается на некотором удалении от интрузии.

Наиболее ранним оруденением являются пневматолитовые топаз-кварцевые жилы, расположенные в 100—400 м от контакта. «Они образовались из передового пневматолитового ореола до периода кристаллизации самих гранитов [Левицкий и др., 1963, с. 117]. Во 2-й, магматогенный, этап кристаллизовалась верхняя часть массива амазонитовых гранитов. В 3-й, пегматитовый, этап из остаточных расплавов были сформированы кварц-амазонитовые жилы. Заключительным, гидротермальным этапом минералообразования явилось отложение совместно с кварцем вольфрамита, касситерита, галенита внутри массива и вдоль контакта.

Шерловогорский гранитный массив (Вост. Забайкалье) площадью 1,5—2,0 км² представляет собой апикальный выступ скрытого на глубине гранитного плутона. Лейкограниты массива характеризуются повышенными содержаниями редких и летучих элементов. Концентрация фтора в биотитах из гранитов составляет 3,26% [Трошин, 1978]. Роговики в контакте с массивом содержат в 1 м³ породы 25 кг фтора. Высокотемпературные кварц-биотит-калишпат-аксинитовые роговики вблизи контакта сменяются на удалении низкотемпературной кварц-стильпномелансерит-хлоритовой ассоциацией. Ширина измененных пород различна и определяется подземной геометрией кровли интрузии. В геохимическом площадном ореоле вблизи контакта отмечается увеличение содержаний Al, K, Rb, Cs, Sn, W, F, Cl. Вода, как и вокруг Этыкинского массива, образует отрицательно-положительный ореол: с зоной просушки возле гранитов (<1%), волной обогащения на удалении (3—3,5%), переходящей затем в фоновые концентрации [Трошин, Сегалевич, 1977]. Na, B, P, Mo, Cu, Zn, Pb образуют как узкие ореолы непосредственно возле контакта, так и ореолы на некотором расстоянии от контактов массива. Содержания элементов в ореоле выше фоновых в 2—10 раз. Некоторые элементы были привнесены в ореол в количествах, превышающих их валовое содержание в массиве.

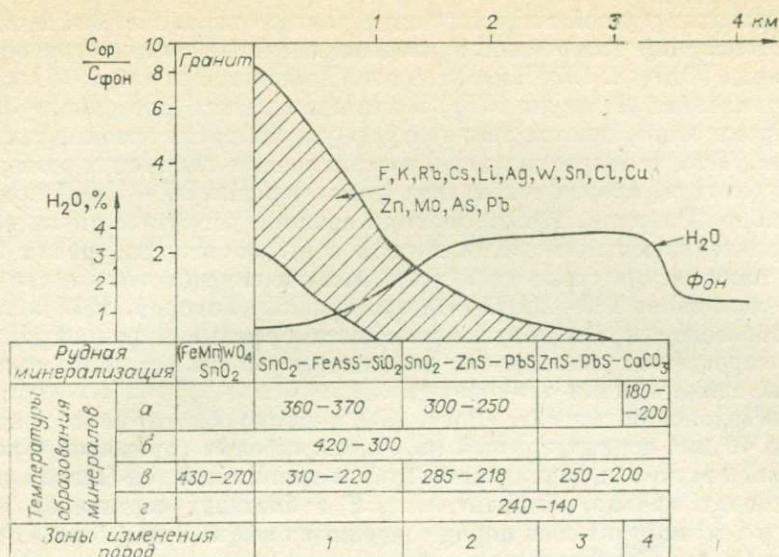


Рис. 1. Околоинтрузивный геохимический ореол, рудная и температурная зональность Хапчерангинской интрузии.

а — метаморфические минералы пород; б — касситерит; в — кварц; г — сфалерит, галенит.

Месторождения и рудопроявления в Шерловогорском рудном поле, располагаясь зонально относительно интрузии, занимают определенное положение в структуре геохимического ореола. Внутри массива залегают грейзеновые тела. В зоне просушки и максимальных содержаний F, K, Sn, W, Rb локализуется касситерит-арсенопирит-сфалеритовая минерализация Улясутайской рудной зоны и жильковая кварц-касситерит-арсенопирит-сфалеритовая минерализация Аплитового отрога. В промежуточной зоне развита кварц-касситерит-турмалин-сульфидная и сульфидно-касситерит-хлоритовая минерализация (зоны разломов и центральная часть месторождения сопки Большой). К зоне максимального увлажнения приурочена карбонатно-сфалерит-галенитовая минерализация. В целом наблюдается хорошее соответствие между контактово-метаморфической, геохимической и рудной зональностью.

Хапчерангинский гранитный массив площадью 2 км² является другим примером куполообразных выступов скрытой на глубине интрузии. В 1 м³ ближайших экзоконтактовых пород содержится 13 кг F. От купола на юг протягивается Хапчерангинское рудное поле. С севера на юг грейзеновая минерализация с Sn и W сменяется кварц-касситерит-арсенопиритовой, затем сульфидно-касситерит-хлоритовой и карбонатно-сфалерит-галенитовой. С другими куполами и разломами связаны Курултыкенское и Тарбальджейское рудные поля. Однако наиболее ранними, догрейзеновыми, являются кварцевые жилы с аксессуарной минерализацией благородных металлов, расположенные по периферии контактово-измененных пород.

Конфигурация изоград и изоконцентрат рудной, контактово-метаморфической и околоинтрузивной ореольно-геохимической зональности подчиняется подземной геометрии интрузии. Большинство элементов образует положительный ореол вокруг массива с максимумом концентраций возле него (K, F, Rb, Sn, W и др.). Вода образует отрицательно-положительный ореол. Содержания В и Р повышаются как возле интрузии, так и в полосе увлажнения. В зоне просушки цемент песчаников перекристаллизован в кварц-биотитовый агрегат, обломки полевых шпатов не изменены, обломки кварца перекристаллизованы (зона 1, рис. 1). В следующей зоне появляется гидробиотит, постепенно вытесняющий биотит. В полосе увлажнения (зона 4, рис. 1) вместо биотита развит гидробиотит и серицит [по Л. В. Таусону, 1974]. С этой зональностью согласуются

области развития рудной минерализации разного типа. На рис. 1 по данным гомогенизации включений приведены значения температур образования кварца [Онтоев, 1974], касситерита [Доломанова и др., 1978], сфалерита и галенита [Колтун, 1978] в месторождениях Восточного Забайкалья. Кроме этого, даются температуры устойчивости метаморфических минералов. Так, температура перекристаллизации глинистых минералов в агрегат биотита, кварца и гематита (зона I) равна 360—370°C при давлении 2 кбар [Винклер, 1969]. Верхняя граница устойчивости гидробиотита, характеризующая переход первой зоны во вторую, равна 250—300°C, а температура совместной устойчивости гидробиотита и серицита в зоне 4 составляет 180—200°C [Ингерсон, 1959; Говоров, 1977]. Температуры образования зон контактового метаморфизма и рудной минерализации хорошо сопоставляются, что говорит об их формировании под контролем единого поля температур.

Адун-Челонский массив (Вост. Забайкалье) биотитовых гранитов площадью 40 км² вскрыт эрозией на более глубоком горизонте. Уровень содержания летучих и редких элементов в гранитах Адун-Челона ниже, чем в куполах кровли. Концентрация F в биотитах составляет 1,85—2,10%, а в 1 м³ контактовых пород содержится около 3 кг фтора. В непосредственной близости с интрузией наблюдаются высокотемпературные биотит-плагиоклаз-кордиерит-кварц-ортоклазовые роговики. На удалении от массива исчезает кордиерит, биотит сменяется стильпномеланом, уменьшается ступень перекристаллизации пород. Ширина этих изменений — 2 км. Так же, как и для других массивов, элементы по структуре образуемых ими ореолов подразделяются на три группы: 1) Al, Ti, K, Na, Rb, Cs, Sn, W, F, Cl; 2) H₂O⁺; 3) B, P, Mo, Cu, Zn. Для большинства элементов характерно увеличение содержания в ореоле в 1,5—3 раза против фона.

Внутри Адун-Челонского массива залегают млароловые пегматиты, содержащие цветные камни. В экзоконтактовой зоне установлено два оловянных рудопроявления грейзенового типа.

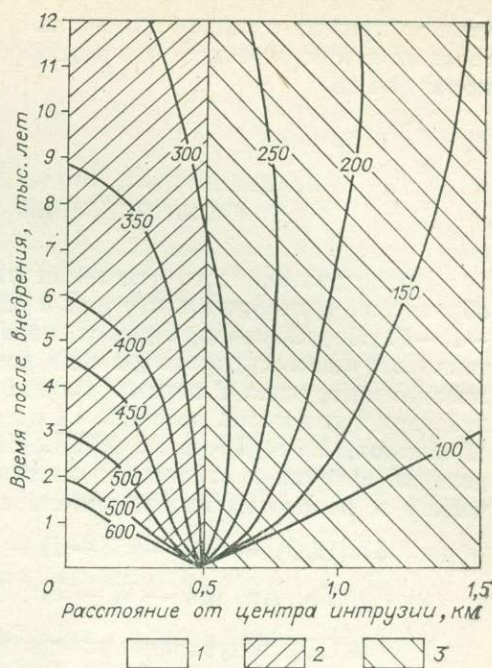
Солгонский гранитоидный плутон площадью в несколько тысяч квадратных километров (Кузнецкий Алатау) не является редкометальным. Содержание F в биотитах 0,7%. В 1 м³ контактовых роговиков содержится 1 кг фтора. Ширина контактово-метаморфических изменений вулканогенно-осадочной толщи вокруг интрузии 1,0—1,5 км. Контактные роговики относятся к пироксеновой и амфиболитовой фации (температура прогрева достигала 700°C). Изменения пород обусловлены биотитизацией и актинолитизацией. Поскольку граниты массива бедны летучими и редкими элементами, то и привнос большинства из них во вмещающие породы незначителен, часто не устанавливается вообще. Ореол K хорошо совпадает с зоной измененных пород и превосходит ее по размерам. Минимальные содержания H₂O⁺ (зона просушки) совпадают с областью ороговивания. Область высоких содержания воды в ореоле расположена на удалении 1—2 км от интрузии. Слабые и фрагментарные ореолы F, B, Sn отмечаются иногда лишь возле куполообразных выступов или апофиз интрузии. Более отчетливые ореолы вокруг интрузии образуют S и Zn, а также Ti, Sr, отчасти Co.

СООТНОШЕНИЕ ТЕПЛОВОГО И ХИМИЧЕСКОГО ВОЗДЕЙСТВИЯ ИНТРУЗИИ НА ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Контактный метаморфизм и все процессы образования эманационных геохимических ореолов и рудной минерализации контролировались единым длительно живущим тепловым полем интрузии (см. рис. 1, рис. 2). Например, установлено, что Корнуэльский батолит оставался тепловой аномалией в течение более 200 млн. лет, т. е. на протяжении всего перио-

Рис. 2. Эволюция температурного поля при остывании дайкообразной гранитной интрузии шириной 1 км с начальной температурой расплава 600°C и температурой вмещающих пород 100°C. Расчет по методу Шмидта [по Ф. Г. Смитту, 1968].

1 — расплав; 2 — отвердевший гранит; 3 — вмещающие породы.



да гидротермального минералообразования [Рундквист, 1980].

Образование контактовых роговиков под воздействием тепла интрузии, по Д. С. Коржинскому, могло сопровождаться магнезиальным метасоматозом. Метасоматоз в случае редкометалльных интрузий проявлялся в биотитизации и сопровождался, наряду с привнесением Mg, привнесением также K (и, видимо, Rb, Cs). При биотитизации происходило понижение содержания Si, Na и повышалась концентрация Al. Наряду с ороговикованием шла отгонка воды от интрузии и просушка экзоконтактовой зоны.

Если интрузия внедрялась в виде газовой-жидкой смеси, т. е. будучи пересыщенной летучими соединениями, то контактово-метаморфические реакции протекали при участии этих соединений. Яркий пример того — Этыкинская интрузия, где часть летучих и других компонентов (например, фтор, алюминий) отделилась еще до раскристаллизации амазонитовых гранитов и вынесена во вмещающие породы. В результате образовались своеобразные контактовые роговики с типичной грейзеновой минерализацией.

При меньшей насыщенности летучими пневматолитовая дегазация своего максимума достигала после образования контактовых роговиков и раскристаллизации значительной части интрузии. В этом случае фтор и редкие элементы расходовались не только на образование эманационных ореолов, но и на формирование более поздних локальных грейзеновых тел, литий-фтористых фаций гранитов и пегматитов. Обедненные летучими интрузии лишены ореолов F и редких элементов.

Температура насыщенных летучими гранитных магм была значительно ниже температуры сухих магм. Это подтверждается шириной зоны ороговикования и минеральным составом роговиков. Для пересыщенного летучими Этыкинского массива был характерен весьма слабый прогрев вмещающих пород при максимальном привнесе летучих. Возле Шерловгорского купола породы нагревались сильнее (биотитизация) при более слабом привнесе летучих. На более глубоком уровне среза Адун-Челонской интрузии прогрев достигал 500°C (температура появления кордиерита [по Г. Винклеру, 1979]) при еще меньшем привнесе летучих. Наконец, очень бедные летучими гранитоидные плутоны должны характеризоваться максимальным прогревом экзоконтактовых пород.

Отношение ширины зоны ороговикования и просушки к площади выходящей на поверхность интрузии нередко больше у небольших редкометалльных интрузивных куполов, чем возле больших эродированных интрузий. Дело в том, что ореол возле последних является околоинтрузивным, а возле куполов нередко надинтрузивным, расположенным над кровлей интрузии, залегающей на небольшой глубине.

Куполообразные выступы кровли интрузий служили ловушками для летучих компонентов, стягивавшихся по законам гравитации к вы-

ступам кровли в ходе становления интрузий. Поэтому интенсивность геохимических ореолов и рудообразования возле интрузивных куполов выше.

СТАДИЙНОСТЬ И ЗОНАЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ИНТРУЗИЙ

Последовательность отделения летучих от магматического расплава обратна их растворимости в нем и выражается рядом: $(\text{H}_2\text{O})-\text{CO}_2-\text{Cl}-\text{B}-\text{F}$. Перемещение воды от контакта начиналось под воздействием теплового поля интрузии раньше дегазации. После окончания кристаллизации интрузива F первым уходил из межзерновых растворов, взаимодействуя с породами, затем B, Cl и дольше всего сохранялись H_2O и CO_2 [Рябчиков, 1975; Трошин, 1978]. Полные ряды последовательности отделения летучих и связанных с ними металлов от интрузии на магматическом и постмагматическом этапе выглядят так:

- 1) $(\text{H}_2\text{O}) - \text{CO}_2 - \text{Cl} - \text{B} - \text{F} - \text{B} - \text{Cl} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$;
- 2) $\text{Pb}, \text{Zn}, \text{Au}, \text{Mo} - \text{W} - \text{Sn}, \text{Li}, \text{Nb} - \text{W} - \text{Zn}, \text{Pb}, \text{Au}, \text{Ag}$.

H_2O и CO_2 , безусловно, всегда преобладали в растворе. Максимальное изменение содержаний было характерно для F, B, в меньшей мере для Cl. Дифференциация летучих является главной физико-химической причиной стадийности.

Стабилизация зон контактового метаморфизма вокруг интрузий и фиксации привнесенного вещества в форме ореола или руды были возможны только после достижения максимальной температуры разогрева вмещающих пород и начала остывания. Эта точка инверсии достигалась сначала у контакта к концу кристаллизации расплава [Смит, 1968] и после этого со временем перемещалась от интрузии к периферии (см. рис. 2). Выделение из расплава летучих (CO_2 , H_2O , очень редко F, когда расплав был пересыщен им) начиналось на ранней стадии при прогрессивном метаморфизме пород, но отложение привносимых компонентов в это время было возможно лишь далеко за пределами теплового воздействия интрузии (ранние кварц-топазовые жилы Этыки; ранние кварцевые жилы с акцессорной минерализацией на Хагчеранге). В пределах теплового поля интрузии отложение вещества начиналось от контакта на регрессивной стадии, когда дегазация была уже в разгаре и из остаточного расплава во флюид переходил F. Вблизи контакта в первую очередь отлагались наименее подвижные компоненты. По Д. С. Коржинскому, ряд нарастающей подвижности летучих имеет следующий вид: $\text{F} - \text{B} - \text{Cl} - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. Поэтому все обстоятельства благоприятствовали обычно тому, что первым выделялся F и связанные с ним Sn и другие металлы. По мере удаления точки инверсии от интрузии последовательно уходили из растворов остальные летучие и связанные с ними металлы, формируя эммонсову зональность оруденения и ореолов. Остывание приводило к наложению низкотемпературных ассоциаций на высокотемпературные.

Таким образом, одной из главных причин эммонсовой зональности являются различия в свойствах летучих, которые реализуются на фоне специфической эволюции температурного поля вокруг интрузий.

Соответствие между контактово-метаморфической и рудной зональностью вокруг материнских интрузий отмечалось давно [Twelvetrees, Ward, 1910; Парк, 1959; Пламеневская, 1977]. В. Г. Туэлвтрис, Л. К. Уорд, Ч. Парк включали зоны контактового метаморфизма в общую схему рудной минеральной зональности. Наши исследования обнаружили не только взаимосвязь этих двух видов зональности, но и связь с ними зональности геохимических эманационных ореолов вокруг интрузий.

ЛИТЕРАТУРА

- Винклер Г.** Генезис метаморфических пород. М.: Недра, 1969. 247 с.; 1979. 328 с.
- Говоров И. Н.** Термодинамика поно-минеральных равновесий и минералогения гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 239 с.
- Гундобин Г. М.** Первичные ореолы рудных районов. Новосибирск: Наука, 1980. 128 с.
- Доломанова Е. И., Богоявленская И. В., Грошенко А. Р., Рождественская И. В.** Сопоставление температур формирования оловорудных месторождений Забайкалья по данным декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений в минералах и изотопно-кислородному геотермометру.— В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Тезисы докладов VI Всесоюз. совещания по термобарогеохимии. Т. 2. Владивосток: изд. ДВНЦ, 1978, с. 65—66.
- Ингерсон Э.** Методы и проблемы геологической термометрии.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959, с. 349—387.
- Коваль П. В.** Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. Новосибирск: Наука, 1976. 258 с.
- Колтун Л. И.** Условия образования некоторых полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья по данным включений минералообразующих растворов.— В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Тезисы докладов VI Всесоюз. совещания по термобарогеохимии. Т. 2. Владивосток: изд. ДВНЦ, 1978, с. 119—120.
- Коптев-Дворников В. С.** О геологических условиях развития явлений дифференциации в гранитных интрузивах формации малых глубин.— Сов. геол., 1961, № 1, с. 65—88.
- Коррент К. У.** Геохимия галогенов.— В кн.: Физика и химия Земли.— М.: ИЛ, 1958, с. 239—307.
- Левицкий О. Д., Аристов В. В., Константинов Р. М., Станкеев Е. А.** Этыкинское оловорудное месторождение Восточного Забайкалья.— М.: Изд-во АН СССР, 1963. 123 с.
- Онтоев Д. О.** Стадийность минерализации и зональность месторождений Забайкалья. М.: Наука, 1974. 244 с.
- Парк Ч.** Теория зональности рудных месторождений.— В кн.: Проблемы рудных месторождений. М.: ИЛ, 1959, с. 214—234.
- Пламеневская Н. Л.** Геология и петрография ореолов гранитных интрузивов Центрального Казахстана.— В кн.: Гранитовды складчатых и активизированных областей и их рудоносность. М.: Наука, 1977, с. 101—123.
- Ричдквист Д. В.** Современные представления о геологическом строении и зональности месторождений Корнуолла (Англия).— Геол. рудн. месторожд., 1980, т. 22, № 6, с. 3—17.
- Рябчиков И. Д.** Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Смит Ф. Г.** Физическая геохимия. М.: Недра, 1968. 475 с.
- Таунсон Л. В.** Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений.— Геол. и геофиз., 1974, № 5, с. 118—123.
- Трошин Ю. П.** Этапность гидротермального процесса при формировании месторождений Хапчерангинского рудного узла.— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1971, с. 240—249.
- Трошин Ю. П.** Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 173 с.
- Трошин Ю. П., Бойко С. М., Маркова М. Е., Кудрин О. В.** Закономерности изменения состава поровых растворов пород Хапчерангинского рудного узла.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ, Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1970, с. 166—171.
- Трошин Ю. П., Сегалевич С. Ф.** Ореол H_2O^+ (вокруг гипабиссальных интрузий) и гидротермальное оруденение.— Геол. и геофиз., 1977, № 5, с. 131—136.
- Трошин Ю. П., Сегалевич С. Ф., Гребенщикова В. И., Бойко С. М.** Эманационные ореолы оловоносных интрузий Восточного Забайкалья.— Геохимия, 1977, № 1, с. 71—81.
- Goldschmidt V. M.** Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet, Vidensk. Skrift.— Math. naturv. Kl., 1911, N 1, p. 3—23.
- Seraphim R. H.** Some aspects of the geochemistry of fluorine.— In: Thesis, Massachusetts Inst. of Technology, 1951. 132 p.
- Twelvetrees W. H., Ward L. K.** The ore-bodies of the Zeehan Field.— Tasmania Geol. Surv. Bull., 1910, № 8, p. 63—74.

ЭНДОГЕННЫЕ ОРЕОЛЫ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Под эндогенными ореолами понимаются как минеральные ореолы или зоны измененных пород, так и первичные ореолы рассеяния элементов вокруг пегматитовых жил. Будучи генетически неразрывно связанными между собой, те и другие одинаково заслуживают пристального внимания исследователей как в поисковом, так и в теоретическом аспекте.

Так же как и в полях гидротермальных рудных месторождений, эндогенные ореолы в редкометальных пегматитовых полях полигенны [Загорский и др., 1977]. Поэтому очень важно выделить синпегматитовую компоненту в той интегральной картине аномальных концентраций, которую мы получаем при геохимическом изучении вмещающих пород, испытавших до-, син- и постпегматитовые преобразования (рис. 1).

Допегматитовые процессы приводят к формированию широкого спектра метасоматитов — амфиболовых, диопсидовых, биотит-кварцевых и т. п. В связи с изучением ореолов наибольший интерес представляют допегматитовые зоны биотитизации во вмещающих породах, формирующиеся в результате кремнщелочного метасоматоза, близкого по химической направленности к процессу гранитизации [Кузнецова и др., 1976; Рождественская, 1980]. С допегматитовыми метасоматитами связаны, как правило, малоконтрастные аномалии редких щелочей. Однако иногда эти процессы локально проявлены очень интенсивно, вплоть до образования линз анхимономинеральных слюдитов, допегматитовый возраст которых однозначно доказывается пересечением их пегматитовыми жилами.

Практическое значение допегматитовых метасоматитов двойко. «Ложные» аномалии, связанные с допегматитовыми процессами, осложняют поиски пегматитовых тел по их ореолам. Но находки таких специфических пород в слабоизученных закрытых районах указывают на возможность выявления новых пегматитовых полей.

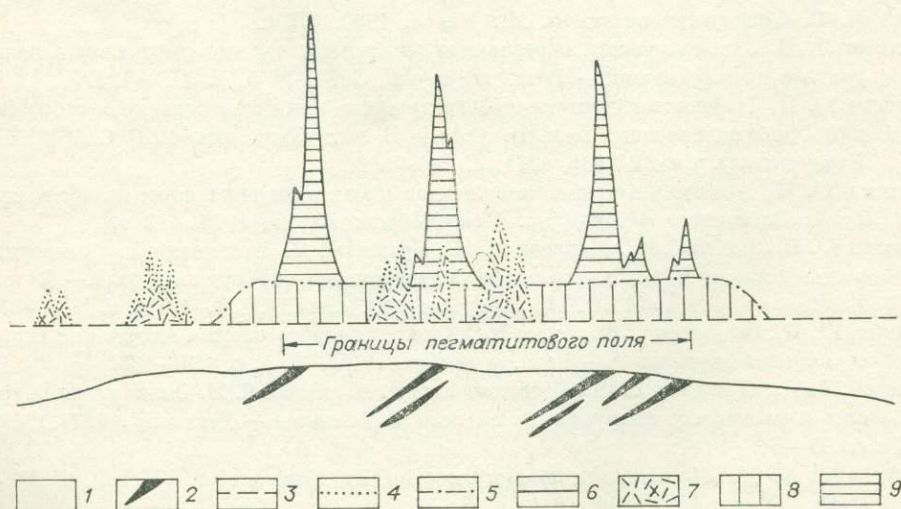


Рис. 1. Обобщенный геохимический профиль через пегматитовое поле.

1 — амфиболиты; 2 — пегматитовые жилы; 3 — уровень первичных содержаний элементов во вмещающих породах; 4 — аномалии этапа допегматитового метасоматоза; 5 — ореол пегматитового поля в целом; 6 — синпегматитовые околожилльные ореолы; 7, 8 — компоненты полигенных аномалий: 7 — допегматитового этапа, 8 — ореола пегматитового поля в целом; 9 — синпегматитовых околожилльных ореолов.

В полях с однородными по составу вмещающими породами удается надежно выявить малококонтрастные, но устойчивые в большом объеме, объединяющем все редкометалльные пегматиты, аномалии редких щелочей, с низкой дисперсией содержаний. Это ореолы пегматитовых полей в целом (см. рис. 1). Они формируются непосредственно перед внедрением пегматитов под воздействием эманаций, имеющих общий источник с пегматитовыми расплавами, но опережающих последние. Генетически такие ореолы можно параллелизовать с эманационными ореолами интрузий [Гаусон, 1974]. Они не сопровождаются появлением новых минералов-концентраторов, а обусловлены изоморфным вхождением в амфиболы — Li, в слюды — Li, Rb, Cs. Их можно использовать в закрытых районах для оконтуривания пегматитовых полей, а при интенсивно проявленной постпегматитовой тектонике и для разбраковки тектонических блоков в пределах поля для более детальных поисков.

На сформировавшееся таким образом геохимическое поле накладываются собственно околожильные ореолы (см. рис. 1) Образование их генетически неразрывно связано с процессами формирования пегматитов. Эта связь проявляется прежде всего в аналогии геохимической эволюции пегматитов и их эндогенных ореолов. Следует подчеркнуть, что безрудные пегматиты практически не сопровождаются ореолами, тогда как в экзоконтактах редкометалльных жил вмещающие породы всегда в той или иной степени изменены и обогащены редкими элементами. В зависимости от типа пегматитов особенности околожильных минеральных и геохимических преобразований вмещающих пород в разных полях могут существенно различаться, однако наиболее общие их черты проявляются в любом из полей.

Наиболее характерными для редкометалльных пегматитов экзоконтактовыми изменениями являются процессы развития во вмещающих породах щелочного амфибола, гольмквистита, литий-железо-магнезиальных слюд, специфического литиевого хлорита, флюорита с образованием различных фациальных разновидностей метасоматитов, таких как слюдиты, хлоритолиты, биотит-гольмквиститовые, цоизит-биотитовые, и другие разновидности пород. Особенности их состава определяются различными соотношениями активностей летучих компонентов и щелочей в воздействующих растворах. Образование этих пород коррелируется по времени главным образом со стадией формирования в пегматитах существенно альбитовых зон (парагенезисов). По ведущей роли щелочей в ореолах эта стадия может быть названа щелочной.

В более кислую стадию гидролиза или грейзенизации в экзоконтактах развивается кварц-мусковит-турмалиновая ассоциация вплоть до образования на контактах анхимономинеральных турмалинитов, часто накладывающихся на метасоматиты щелочной стадии.

Состав вмещающих пород активно влияет на развитие продуктов той или иной стадии метасоматоза. В основных породах преобладают метасоматиты щелочной стадии, а в более кислых слюдистых сланцах и гранитах интенсивнее реализуются процессы стадии гидролиза, грейзенизации (мусковитизация, турмалинизация).

Размеры минеральных ореолов в различных полях варьируют очень широко — от нескольких дециметров до нескольких десятков метров. Причем нередко устанавливается четкая прямая корреляция интенсивности внутрижильных и экзоконтактовых метасоматических процессов. Наличие ореолов типичных околожильных минералов еще до получения результатов анализа геохимических проб может позволить решить вопрос о направлении дальнейших работ. Минеральные ореолы выявляются при изучении шлифов, протолок или же визуально.

Наиболее общие петрохимические признаки процессов околожильных изменений — снижение во вмещающих породах содержаний Ca, Na, часто Mg и Fe и привнос K, редких щелочных элементов и летучих компонентов. Для мусковит-турмалиновых метасоматитов, формирующихся в стадию возрастания кислотности, характерно повышение глиноземисто-

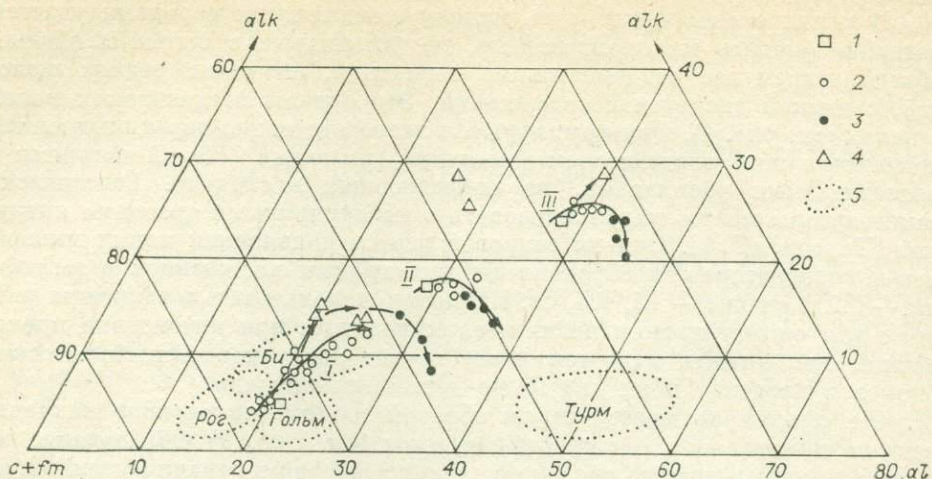


Рис. 2. Изменения состава пород в экзоконтактах пегматитов.

1 — исходные породы (I — амфиболиты, II — биотитовые сланцы, III — биотитовые граниты); 2—4 — экзоконтактовые породы: 2 — гольмквиститовые и биотитовые метасоматиты, 3 — турмалинизированные и мусковитизированные породы, 4 — анхимономинеральные слюдиты; 5 — границы полей расположения точек составов породообразующих минералов; alk, al, c, fm — «числа Ниггли».

сти по сравнению с исходными породами (рис. 2). Ни один из петрогенных элементов использовать для поисков пегматитов нецелесообразно.

Универсальными и наиболее надежными индикаторами редкометалльных пегматитов с любым оруденением являются редкие щелочи. Именно они образуют наиболее широкие (до нескольких десятков метров), контрастные и устойчивые ореолы. Кроме Li, Rb и Cs, аномалии образуют также В, F, Sn, Tl, реже Be, P, As, Sb, W, Bi, Ta, Nb. Однако, как правило, их аномалии эпизодичны, прерывисты и даже непосредственно на контактах в зонах максимальных изменений фиксируются далеко не всегда.

Распределение элементов-индикаторов в ореолах определяется особенностями околожильных изменений вмещающих пород. Каждой зоне измененных пород свойственны свои уровни содержания и соотношения элементов-индикаторов. В зонах гольмквиститизации формируются аномалии Li. В биотитизированных породах кроме лития концентрируются Rb, Cs, достигая максимума в анхимономинеральных слюдитах, с которыми связаны также аномалии F, Sn, Tl, As, Sb, W, Bi, Ta, Nb.

В зависимости от геохимической специфики пегматитов слюдиты характеризуются различными соотношениями редких щелочей [Загорский, Макагон, 1980].

С зонами хлоритизации связаны аномалии лития, реже рубидия и цезия. В турмалинизированных породах накапливается бор.

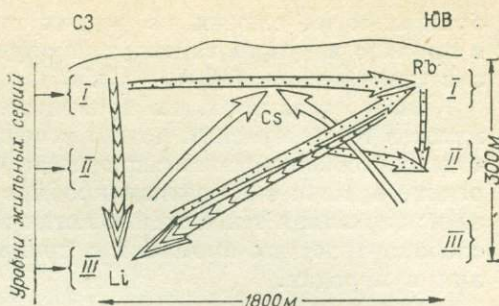
Ореолы редких щелочей обычно шире минеральных ореолов в связи с изоморфным вхождением во внешних зонах Li в амфиболы, Li, Rb и Cs — в слюды.

Формы и размеры околожильных ореолов разнообразны и определяются рядом взаимосвязанных факторов: 1) составом, структурно-текстурными особенностями и трещиноватостью вмещающих пород; 2) площадью контакта пегматитов с вмещающими породами, функционально связанной с морфологией жил; 3) интенсивностью аутометасоматических процессов в пегматитах.

Универсальной зональности ореолов, свойственной любым редкометалльным пегматитам, не выявлено. Наиболее характерна поперечная (по нормали к контактам) зональность. Как правило, ореолы Li более широкие, чем ореолы Rb, Cs, а внутри последних располагаются локальные аномалии F, Sn и других элементов.

Рис. 3. Характер зональности ореолов редких щелочей в вертикальном разрезе по простиранию жильных серий пегматитового поля.

Стрелками показано увеличение направлений относительной роли каждого элемента в общем балансе редких щелочей (по данным таблицы). Римские цифры — уровни срезов жильных серий.



На некоторых месторождениях выявляется продольная (по простиранию жил) зональность и зональность ореолов по вертикали для пологозалегающих одна над другой жильных серий. В качестве примера приведем одно из месторождений Сибири с ведущей танталовой и подчиненной литиевой минерализацией, где выявляется сложная картина распределения ведущих ореолообразующих элементов, характеризующаяся многовекторной направленностью соотношения их в ореолах (см. таблицу, рис. 3). Параллельно с возрастанием роли литиевой минерализации в пегматитах в направлении с востока на запад и с глубиной возрастает относительная роль Li в ореолах, а Rb, наоборот, снижается. Роль цезия в ореольном балансе редких щелочей невелика на флангах, но резко возрастает в центральной части месторождения. Однако выявленная зональность не может быть перенесена на другие месторождения.

Околожильные эндогенные ореолы, как минеральные так и геохимические, — важный поисковый признак редкометалльных пегматитов. В зависимости от конкретных условий в разных полях они имеют различное поисковое значение. В одних случаях ореолы могут использоваться для поисков отдельных пегматитовых жил на стадиях поисковых разведочных и эксплуатационных работ, в других — для поисков жильных серий, в пределах которых поиски отдельных жил затруднены.

Поиски пегматитов по их ореолам осложняются наличием «ложных» допегматитовых аномалий. Однако последние надежно отличаются от ореолов гораздо более высокими значениями отношений: $K : Rb$, $K : Cs$, $K : (Rb + Cs)$. Для разных полей области значений индикаторных отношений, соответствующие синпегматитовым ореолам и «ложным» аномалиям, не одинаковы и определяются опытным путем.

При наличии изученных эталонных объектов индикаторные отношения $K : Rb$, $K : Cs$ могут использоваться и для оценки специализации пегматитов. Так, уровни значений отношения $K : Cs$ в экзоконтактах жил с цезиевым оруденением намного ниже, чем около пегматитов с литий-танталовым оруденением. Для этой же цели могут использоваться и соотношения редких щелочей в ореолах, особенно в слюдах. В полях пегматитов с ведущей литиевой минерализацией (сподумен) в околожильных

Коэффициенты относительного накопления (K) редких щелочей в ореолах месторождения танталосных пегматитов

Часть месторождения	Номер жильных серий	K_{Li}	K_{Rb}	K_{Cs}
Восточная	1	0,30	0,67	0,03
	2	0,24	0,73	0,03
Центральная	1	0,18	0,49	0,33
	2	0,36	0,47	0,17
	3	0,49	0,37	0,12
Западная	1	0,57	0,33	0,10
	2	0,69	0,21	0,10

Примечание. Жильные серии пронумерованы сверху вниз; коэффициент K равен доле в ореоле того или иного элемента, отнесенного к сумме всех редких щелочей.

ореолах и их слюдах из редких щелочных элементов преобладает Li, в полях с ведущим танталовым оруденением в них возрастает роль Rb, а в цезиеносных полях — Cs.

Опыт показывает, что применительно к поискам редкометалльных пегматов по их ореолам можно успешно использовать экспрессную достаточно высокочувствительную модификацию спектрального анализа на редкие щелочи с введением пробы в дуговой разряд методом просыпки, за исключением тех случаев, когда возникает потребность в разбраковке слабоконтрастных аномалий с привлечением данных о содержаниях калия в породах.

ЛИТЕРАТУРА

- Загорский В. Е., Макагон В. М. Петрохимические особенности метасоматических процессов в экзоконтактах редкометалльных пегматов.— *Геохимия*, 1980, № 7, с. 1061—1069.
- Загорский В. Е., Макагон В. М., Шмакин Б. М. Главные закономерности формирования первичных ореолов редкометалльных пегматов.— В кн.: *Проблемы геохимии эндогенных процессов*. Новосибирск: Наука, 1977, с. 145—152.
- Кузнецова Л. Г., Рождественская В. А., Ройзенман Ф. М. О двух этапах метасоматоза в амфиболитах редкометалльного пегматитового поля.— В кн.: *Ежегодник-74 СибГЕОХИ*. Новосибирск: Наука, 1976, с. 144—149.
- Рождественская В. А. Региональные метасоматиты метаморфического комплекса Вороньих тундр (Кольский полуостров).— *Бюл. МОИП, отд. геол.*, 1980, т. 55, вып. 1, с. 107—118.
- Таусон Л. В. Закономерности образования эндогенных ореолов в полях рудных месторождений.— *Геол. и геофиз.*, 1974, № 5, с. 118—123.

О. С. КЛЮЕВ

(СССР)

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОИСКОВ НЕКОТОРЫХ ТИПОВ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Первичные (эндогенные) геохимические ореолы изучались на перечисленных ниже типах месторождений:

I* — флогопит-маргарит-берилловое (типы изумрудоносных «слюдитов»); II — молибденит-вольфрамит-берилловое альбит-грейзеновое; III — молибденит-вольфрамит-берилловое кварцевожильное грейзеновое; IV — слюдисто-полевошпат-генгельвиновое; V — полевошпат-бавенит-фенакитовое; VI — флюорит-фенакит-бертрандитовое.

По существующим представлениям об условиях формирования бериллиевых месторождений [Закономерности..., 1977] изученные генетические типы могут быть отнесены к двум группам месторождений, из которых одна (типы I—III) встречается в связи с нормальными или аляскиотовыми гранитами несколько повышенной щелочности, а вторая (типы IV—VI) связана обычно с субщелочными гранитоидами (существенно калиевые граниты — граносиениты, кварцевые сиениты).

Месторождения первой группы представлены высокотемпературными образованиями, в которых бериллий (главный минерал — берилл) тесно ассоциируется в рудах с вольфрамом, оловом, литием, молибденом, висмутом. Вторая группа месторождений принадлежит в основном к среднетемпературным гидротермальным образованиям, в которых бериллий тесно связан с ниобием, танталом, редкими землями, торием. Бериллие-

* Цифровые индексы сохраняются далее для обозначения соответствующих типов месторождений.

Характеристика состава первичных ореолов месторождений бериллия

Элементы-индикаторы	Группа месторождений	Установленные элементы-индикаторы бериллиевого оруденения
«Сквозные»	—	Натрий, калий, рубидий, литий, фтор, бериллий, молибден, олово, свинец, цинк, медь и др.
Типоморфные	Месторождения, связанные с кислыми гранитами	Вольфрам, висмут (месторождения типов II, III)
	Месторождения, связанные с интрузивами субщелочного состава или зонами щелочного метасоматоза	Редкоземельные элементы (месторождения типов IV—VI), ниобий (тип IV) Бор (месторождения типов I, V, VI в карбонатных или основных породах)

вая минерализация представлена в основном фенакитом, берtrandитом, гентгелвином.

Исследование первичных ореолов месторождений бериллия, характеризующихся различными условиями формирования и составом оруденения, позволило установить основные особенности состава и строения ореолов, обособывающие некоторые поисковые геохимические критерии.

Состав ореолов. Бериллийсодержащие рудные тела сопровождаются во вмещающих породах ореолами широкого круга рудообразующих и сопутствующих элементов. Среди них отмечены петрогенные элементы (калий, натрий), фтор, редкие щелочи (литий, рубидий), молибден, вольфрам, висмут, олово, свинец, цинк, медь, редкоземельные элементы и др.

Среди элементов-индикаторов бериллиевого оруденения выделяется группа так называемых «сквозных» элементов, определяющих качественно единообразный состав первичных ореолов бериллиеносных образований, а также ряд типоморфных элементов, присущих определенным типам месторождений бериллия (табл. 1).

При существующем многообразии генетических типов бериллиевых месторождений практически важной задачей является типизация первичных ореолов путем установления их характерных диагностических признаков, позволяющих оценивать принадлежность ореолов к определенным типам бериллиевого оруденения.

Исследования показали, что для этой цели весьма эффективным является метод, основанный на учете количественных соотношений между элементами-индикаторами в общем ореоле [Клюев, 1972]. Количественной оценкой роли каждого элемента в этом случае служит процентное отношение величин частных линейных продуктивностей к суммарной продуктивности комплексного ореола. Указанный подход обеспечивает единообразие и сопоставимость используемых статистических признаков по каждому из рассматриваемых типов месторождений (табл. 2).

Анализ изменения полученных числовых характеристик выявляет важные закономерности. В частности, для всех типов месторождений установлена устойчивая фтор-бериллиевая специализация ореолов. В то же время при переходе от существенно грейзеновых месторождений (типы I—III) к собственно гидротермальным образованиям субщелочного ряда в первых ореолах резко уменьшается доля лития — от 70 (тип I) до 4% (тип IV) и, наоборот, закономерно и весьма существенно в ряду месторождений I—VI типов возрастает удельная роль свинца (от 2 до 54%), что определяет различное поведение этих элементов при формировании состава грейзеновых образований, руд месторождений субщелочного ряда и зон щелочного метасоматоза.

Количественные соотношения элементов-индикаторов в первичных ореолах бериллиевых месторождений
Микроэлементы

Тип месторождения	Удельная роль элементов в ореоле, %											
	Фтор	Литий	Бериллий	Олово	Молибден	Вольфрам	Висмут	Свинец	Цинк	Медь	Бор	Редкие земли
I	93,2	69,1	6,4	0,7	1,4	1,2	0,4	1,8	5,6	5,8	9,1	—
II	89,0	54,2	4,2	3,6	10,7	5,4	0,8	3,1	13,2	4,8	—	—
III	90,3	49,1	5,5	5,1	0,2	4,1	4,8	9,6	14,5	6,0	—	—
IV	87,0	21,5	6,6	3,3	0,6	—	—	12,9	43,9	1,0	—	10,2
V	91,2	11,5	6,6	2,4	3,6	—	—	35,1	12,6	18,6	3,6	4,8
VI	86,0	4,0	10,0	3,3	2,2	—	—	53,7	14,5	1,8	4,6	3,5

Щелочные металлы

Тип месторождения	Основные минералы бериллия	Удельная роль элементов в ореоле, %				
		Калий	Натрий	Рубидий	Литий	Сумма щелочных металлов
II	Берилл	44	34	1,5	0,9	80,4
IV	Гентгельвин	53	29	1,4	0,5	83,9
VI	Фенакит »	58	19	1,0	0,2	78,2

Примечание. Удельная роль фтора и щелочных металлов рассчитана с учетом полной ассоциации элементов-индикаторов, роль прочих элементов рассчитана без учета фтора и щелочных металлов.

Аналогично указанным методом выявляется характер послемагматического щелочного метасоматоза, сопутствующего формированию бериллиевого оруденения, по соотношениям между щелочными металлами в ореолах. В частности, при сохранении общего баланса щелочных металлов, участвующих в процессах рудообразования, соотношение калия с прочими компонентами ореолов указывает на возрастание его роли (от 44 до 58%) в ряду месторождений II→IV→VI, т. е. при переходе от высокотемпературных месторождений (тип II), связанных с кислыми гранитами, к месторождениям, являющимся производными интрузий субщелочного состава (типы IV, VI). В отличие от калия для натрия, рубидия, а также лития устанавливается обратная закономерность, а именно уменьшение их роли в ореолах тех же типов месторождений соответственно от 34, 1,5 и 0,9% до 19, 1,0 и 0,2%.

В заключение характеристики состава первичных ореолов месторождений бериллия необходимо остановиться на особенностях корреляционных связей между элементами в ореолах. В частности, в ореоле высокотемпературного грейзенового месторождения (тип II) значимая положительная корреляционная зависимость установлена между бериллием и другими элементами-индикаторами, за исключением свинца, цинка и меди, связь бериллия с которыми несущественна. В ореолах же среднетемпературных гидротермальных образований (типы IV, VI) бериллий, наоборот, более тесно связан с халькофильными элементами (свинец, цинк, медь) и фтором и не обнаруживает устойчивой существенной корреляции с прочими компонентами ореолов.

Морфология и размеры ореолов. Первичные ореолы в принципе наследуют форму сопровождаемых ими рудных тел и значительно превосходят их по размерам.

Над штокообразными куполами минерализованных гранитов, в апикальных частях которых локализованы альбит-грейзеновые месторождения (тип II), наблюдаются ореолы грубоизометричной формы, которая может быть существенно искажена вследствие «растекания» орео-

лов вдоль зон мелкой трещиноватости, сопряженных с поясами дорудных даек и других структурных элементов рудного поля.

Вдоль жиллообразных тел и линейных штокверковых зон первичные ореолы приобретают пластообразную линзовидную форму, причем крутопадающие рудные тела сопровождаются относительно симметричными зонами первичных ореолов. В случае пологих рудолокализирующих структур отчетливо проявлена асимметричность в строении ореолов, которая выражается в преимущественном накоплении элементов-индикаторов со стороны всящего бока рудных зон, пологих контактов куполов минерализованных гранитов и т. д.

Первичные ореолы комплексного состава, сопровождающие на изученных месторождениях крутопадающие рудные зоны, распространяются в отдельных случаях выше уровня локализации основных рудных тел более чем на 150—200 м, а по данным реконструкции вертикальных разрезов протяженность ореолов на отдельных объектах (тип II) может, по видимому, достигать 500 м и более. Полного выклинивания ореолов в направлении восстания рудных тел нигде не отмечалось.

Вертикальная зональность ореолов. В строении первичных ореолов изученных месторождений отчетливо проявлена вертикальная зональность. Для ореолов разных типов бериллиевых месторождений характерны следующие обобщенные ряды зональности (сверху вниз):

а) ореолы грейзеновых и кварцевожилных грейзеновых месторождений (типы I—III) — цинк — свинец — медь — литий — фтор — вольфрам — бериллий — висмут — молибден — олово;

б) ореолы месторождений, связанных с интрузиями субщелочного состава (типы IV—VI) — серебро — барий — свинец — цинк — медь — фтор — литий — бериллий — иттрий — иттербий — молибден — олово.

Охарактеризованные ряды вертикальной зональности, отражающие специфику строения ореолов бериллиевых месторождений, тождественны в своей основе вертикальной зональности редкометальных месторождений [Гинзбург, 1971], а также вертикальной зональности первичных ореолов сульфидных месторождений [Овчинников, Григорян, 1970].

При сопоставлении приведенных обобщенных рядов зональности с частными рядами, полученными на разных типах месторождений, имеют место те или иные отличия в расположении отдельных элементов, хотя в целом выявляются признаки единого зонального ряда, характеризующего распределение элементов-индикаторов по вертикальным разрезам изученных месторождений. К числу элементов, расположение которых наиболее стабильно в рамках группы месторождений, следует отнести бериллий, фтор, свинец, цинк, редкоземельные элементы, литий; более неопределенное положение занимает висмут, менее — молибден и олово.

Некоторое общее несоответствие между рядами, связанное с различным набором элементов, обусловлено естественной спецификой состава ореолов различных типов месторождений (типы I—III и IV—VI).

Приведенные выше сравнительные данные в самом общем виде характеризуют первичные ореолы некоторых типов «эталонных» месторождений бериллия. Помимо общности элементного состава и зонального строения отмечается их значительная протяженность над рудными телами при сохранении комплексности состава. Все это указывает на важную индикационную роль первичных ореолов при поисках бериллиевого оруденения, а также предопределяет методически единый подход к оценке геохимических аномалий.

На основе установленных закономерностей разработаны геохимические критерии, позволяющие существенно повысить надежность интерпретации выявляемых эндогенных геохимических аномалий при решении следующих задач: а) определения формационной принадлежности геохимических аномалий и ожидаемого типа бериллиевой минерализации; б) определения положения эрозионного среза аномалии относительно предполагаемого оруденения.

Для суждения о формационной принадлежности геохимических аномалий бериллия может быть использован коэффициент (K_{Φ}), учитывающий распределение в ореолах бериллиевых месторождений фтора, лития и свинца, являющихся наиболее надежными индикаторами формационной принадлежности.

Расчетная формула этого коэффициента имеет следующий вид:

$$K_{\Phi} = \frac{P_{\text{F}} \cdot P_{\text{Li}}}{P_{\text{Pb}}^2},$$

где K_{Φ} — коэффициент формационной принадлежности; P_{F} , P_{Li} ; P_{Pb} — линейные продуктивности ореолов фтора, лития и свинца.

Изменения величин этого коэффициента, вычисленные для ореолов различных типов месторождений в их надрудном уровне, весьма контрастны и характеризуются следующими цифровыми данными:

Тип месторождения	I	II	III	IV	V	VI
Значения K_{Φ}	16 000	2400	650	100	20	2

В целом для ореолов высокотемпературных грейзеновых месторождений величина K_{Φ} колеблется в пределах $100 \cdot n - 1000 \cdot n$, а для среднетемпературных — $n - 10 \cdot n$.

В связи с особым значением среднетемпературных собственно бериллиевых месторождений с фенакитовым и фенакит-берtrandитовым оруденением при поисковых работах очень важно при оценке аномалий не пропустить эндогенные ореолы этого типа бериллиевой минерализации. В числе основных причин, способствующих образованию в рудах фенакита, следует указать на повышенную роль в рудных растворах калия, что хорошо согласуется с приведенными ранее данными по распределению щелочных металлов в первичных ореолах.

Роль щелочных металлов в первичных ореолах количественно может быть выражена с помощью следующего индикаторного отношения:

$$K = \frac{P_{\text{K}}^2}{P_{\text{Li}} \cdot P_{\text{Rb}}},$$

где P_{K} , P_{Li} , P_{Rb} — величины продуктивностей ореолов калия, лития, рубидия.

Числовые значения этого коэффициента применительно к ореолам разных типов месторождений бериллия охарактеризованы ниже:

Тип месторождения	I	IV	VI
$\frac{P_{\text{K}}^2}{P_{\text{Li}} \cdot P_{\text{Rb}}}$	1400	4000	17 000
Главные минералы бериллия в рудах месторождений	Берилл	Гентгельвин-фенакит	Фенакит

В качестве дополнительного критерия при определении формационной принадлежности ореолов (аномалий) может служить характер корреляционных связей между распределением элементов-индикаторов и главным образом между бериллием и компонентами редкометальной и сульфидной составляющей ореола.

Решение задачи определения уровня вскрытия геохимических аномалий относительно прогнозируемого оруденения должно производиться с учетом вертикальной зональности в строении первичных ореолов. Количественно зональность выражается через отношения мультипликативных величин линейных продуктивностей (средних содержаний) элементов-индикаторов «надрудного» и «подрудного» комплексов. Выше приведены некоторые из предлагаемых для каждого типа месторождений индикаторные отношения и их величины, установленные на различных уровнях эталонных месторождений. Использование приведенных коэффициентов зональности благодаря их высокой контрастности позволяет

Величины мультипликативных индикаторных отношений в первичных ореолах месторождений бериллия

Тип месторождений	Элементы-индикаторы зональности		Мультипликативные индикаторные отношения (коэффициенты зональности)	Величины индикаторных отношений — уровень						
	«надрудные»	«подрудные»		надрудный			рудный			подрудный
				+400 м	+300 м	+200 м	верх +100 м	середина 0	низ	
I	Фтор, литий, бериллий	Свинец, цинк, молибден, медь	$\frac{\text{Фтор} \cdot \text{литий} \cdot \text{бериллий}}{\text{Свинец} \cdot \text{цинк} \cdot \text{медь}}$		500 000		40 000	22 000		250
II	Литий, фтор, свинец, цинк, медь, висмут	Молибден, олово, вольфрам	$\frac{\text{Литий} \cdot \text{свинец} \cdot \text{висмут}}{\text{Молибден} \cdot \text{олово} \cdot \text{олово}}$	2100			1,5			
			$\frac{\text{Свинец} \cdot \text{медь} \cdot \text{цинк}}{\text{Молибден} \cdot \text{олово} \cdot \text{олово}}$	1000			1,6			
III	Литий, свинец, висмут	Олово, молибден	$\frac{\text{Литий} \cdot \text{свинец} \cdot \text{висмут}}{\text{Молибден} \cdot \text{олово} \cdot \text{олово}}$		800	120	2			
IV	Олово, свинец, цинк, ниобий	Молибден, иттрий, иттербий, медь	$\frac{\text{Олово} \cdot \text{цинк} \cdot \text{свинец}}{\text{Молибден} \cdot \text{медь} \cdot \text{иттрий}}$			3300		150		15
V	Серебро, барий, свинец, цинк, медь	Молибден, олово, иттрий, иттербий	$\frac{\text{Медь} \cdot \text{цинк} \cdot \text{свинец}}{\text{Молибден} \cdot \text{олово} \cdot \text{иттрий}}$			165	110	55		20
VI	Литий, свинец, цинк, иттрий	Молибден, олово, иттербий, медь	$\frac{\text{Цинк} \cdot \text{свинец}}{\text{Молибден} \cdot \text{олово}}$			1600		120		30

уверенно распознавать геохимические уровни первичных ореолов, их положение относительно уровня локализации бериллиевого оруденения в рудоносных зонах.

В связи с различным набором элементов-индикаторов зональности отсутствует универсальный геохимический показатель для определения уровня эрозионного среза первичных ореолов на различных типах месторождений. Это предполагает в каждом конкретном случае производить оценку уровня вскрытия аномалий с помощью коэффициентов зональности (табл. 3) лишь с учетом результатов определения формационной принадлежности аномалий.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А. И. Вертикальная зональность редкометалльных месторождений, связанных с гранитоидами.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1972, с. 167—169.
- Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия/Гинзбург А. И., Зоболотная Н. П., Куприянова И. И. и др. М.: Недра, 1977. 230 с.
- Клюев О. С. Первичные геохимические ореолы как основа типизации рудных месторождений (на примере месторождений бериллия).— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1972, с. 18—20.
- Клюев О. С. Первичные (эндогенные) геохимические ореолы месторождений бериллия и их значение при поисках скрытого бериллиевого оруденения.— В кн.: Геохимические критерии прогнозирования и поисков рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1973, с. 21—44.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Ч. 1. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1970, с. 3—36.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ, ЖЕЛЕЗОРУДНЫЕ И ДРУГИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

С. В. ГРИГОРЯН
(СССР)

Н. ПИЛАВА
(Швеция)

ПОИСКИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Ниже описываются некоторые результаты использования особенностей первичных геохимических ореолов при поисках в Швеции слепых рудных тел и месторождений полиметаллического состава.

Поиски выполнены Шведской горнорудной компанией Болиден и Институтом минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов Министерства геологии СССР. Работы проводились в рамках советско-шведского сотрудничества в соответствии с Соглашением об экономическом и научно-техническом сотрудничестве между СССР и Швецией от 12 января 1970 г. Цель этих исследований — оценка возможности и практической эффективности применения для поисков слепого докембрийского оруденения методики первичных ореолов, разработанной на примере молодых рудных объектов.

В качестве геохимических критериев оценки перспектив рудоносности тех или иных участков на полиметаллическое оруденение были использованы особенности состава и строения первичных геохимических ореолов месторождения Гарпенберг, выбранного в качестве эталонного. Возраст месторождения 1,9—2,0 млрд. лет.

Месторождение Гарпенберг расположено в Средней Швеции, в 150 км от Стокгольма. Оно относится к группе скарновых месторождений инфильтрационного типа.

Рудообразующий процесс на этом месторождении связывается со становлением позднепротерозойских гранитных интрузивов, прорывающих дислоцированную толщу лептитов, содержащих карбонатные породы. Рудные тела залегают в скарново-доломитовых и кварцитовых породах. Они в основном сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом и богаты серебром. Главные серебряные минералы — блеклая руда, пираргирит и самородное серебро. В меньших количествах встречаются дискразит и аргентит.

Главные жильные минералы представлены тремолитом, тальком, доломитом и кварцем. Встречены также флюорит, родонит, спессартин, а в кварцитах — биотит, хлорит, серицит и кордиерит.

На верхних горизонтах месторождения руды частично окислены, образуют скопления в карстовых полостях.

Рудные тела залегают в крутопадающих лептитах, содержащих прослой карбонатных пород. Некоторые рудные тела имеют выход на современную поверхность. Другие относятся к группе слепых тел, что создавало значительные трудности при их поисках.

Рудные тела Гарпенбергского рудного поля локализованы в пределах 4-километрового карбонатного пояса. В этом поясе к настоящему времени выявлены следующие месторождения: Гарпенберг (известное более 1000 лет), Гарпенберг-Норра (открыто в 1962 г.) и обнаруженное в 1980 г. слепое месторождение Даммше (рис. 1). Некоторые данные о размерах и составе этих месторождений приведены в табл. 1.

Первичные геохимические ореолы на месторождении изучены путем опробования горных выработок и керна буровых скважин на различных

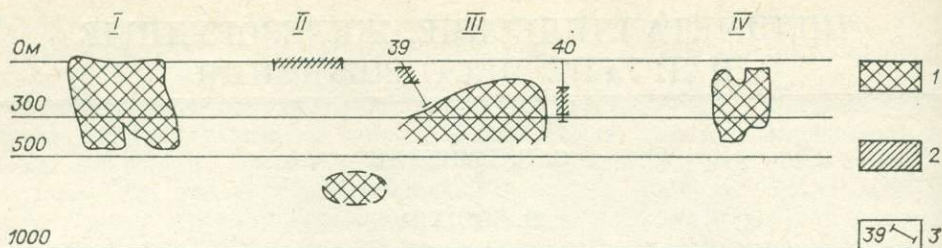


Рис. 1. Продольный разрез через Гарпенбергское рудное поле.
 1 — рудные тела, 2 — геохимические аномалии, 3 — буровые скважины месторождения: I — Гарпенберг, II — месторождение у Церкви, III — Даммше, IV — Гарпенберг-Норра.

горизонтах. Все отобранные пробы проанализированы методом приближенно-количественного спектрального анализа на широкий круг химических элементов.

В результате обработки данных геохимического опробования подземных горных выработок и керна буровых скважин вокруг рудных тел исследованного месторождения были выявлены отчетливые первичные ореолы свинца, цинка, серебра, меди, висмута, олова, кобальта, молибдена, кадмия, сурьмы, вольфрама и ряда других элементов. Наиболее широкими и контрастными являются ореолы серебра, свинца, цинка, меди и кадмия.

На рис. 2 и 3 изображены первичные ореолы, выявленные по одному из исследованных разрезов, где первичные ореолы по вертикали прослеживаются более чем на 500 м. В разрезе распределение химических элементов в рудных телах и вмещающих их породах изучено по результатам опробования горных выработок и керна скважин на девяти горизонтах. Как видно (см. рис. 2, 3), первичные ореолы отчетливо фиксируют рудные тела, существенно превосходят их по размерам и могут служить признаками месторождений подобного типа.

Сравнительное изучение пространственного положения ореолов отдельных элементов выявляет отчетливую вертикальную зональность в строении общего околорудного геохимического ореола. Ореолы таких элементов, как сурьма, кадмий, практически развиты только на уровне верхних частей разреза. В противоположность им ореолы вольфрама, кобальта и никеля развиваются только на уровне выклинивания рудных тел и ниже. Наиболее ярким представителем последней группы элементов является вольфрам, аномальные концентрации которого установлены только в подрудных частях разреза.

Рассмотренная выше вертикальная зональность первичных геохимических ореолов может быть выражена следующим рядом элементов-индикаторов: W — (Co, Ni, Mo) — Bi — Sn — Cu — Zn — Pb — Ag — Cd — Sb. В этом ряду, составленном путем расчета показателя зональности элементов [Овчинников, Григорян, 1970], слева направо происходит смена элементов-индикаторов подрудных (нижнерудных) сечений ореолов элементами, образующими интенсивные ореолы на уровне верхних частей рудных тел и выше.

Пространственные взаимоотношения ореолов никеля, кобальта и молибдена не установлены и поэтому в приведенном ряду эти элементы

Таблица 1

Характеристика месторождений Гарпенбергского рудного поля

Месторождение	Площадь (в плане) рудных тел, м ²	Средние содержания		
		Серебро г/т	Цинк	Свинец
			%	
Гарпенберг	7 000	130	5	4
Гарпенберг-Норра	4 000	170	2	1
Даммше	13 000	200	1,5	0,8

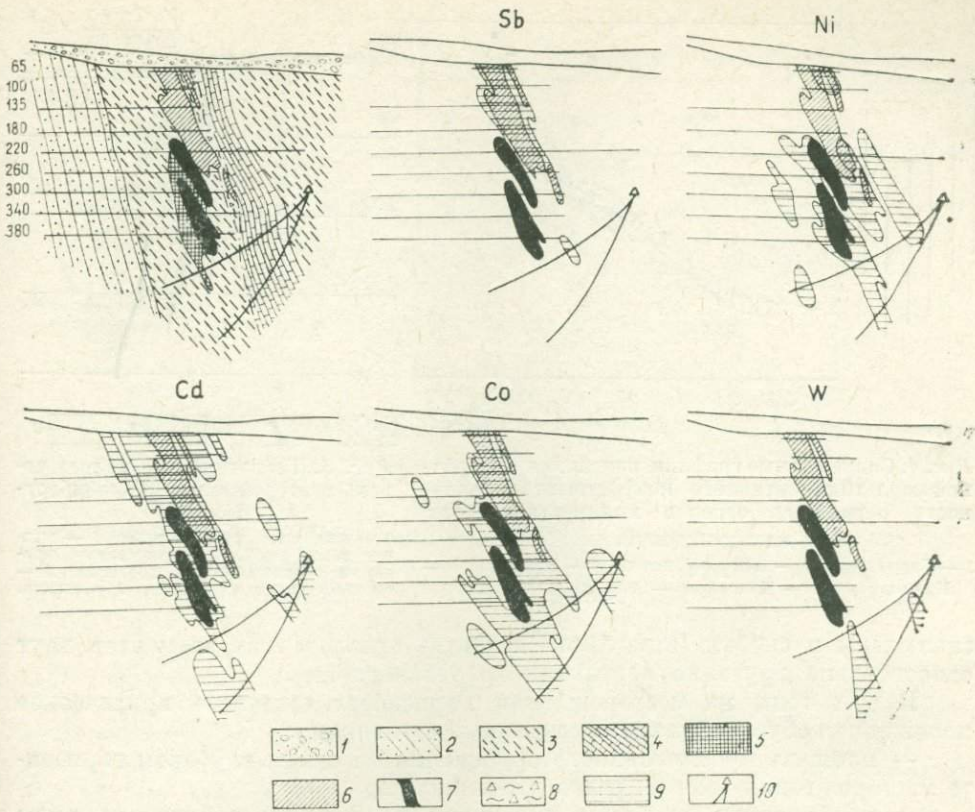


Рис. 2. Первичные ореолы вокруг рудных тел месторождения Гаршенберг.
 1 — морена, 2 — лептиты, 3 — кварциты, 4 — известняки, 5 — скарны, 6 — окисленные руды,
 7 — первичные руды, 8 — дизъюнктивные нарушения, 9 — первичные ореолы, 10 — наклонные
 буровые скважины.

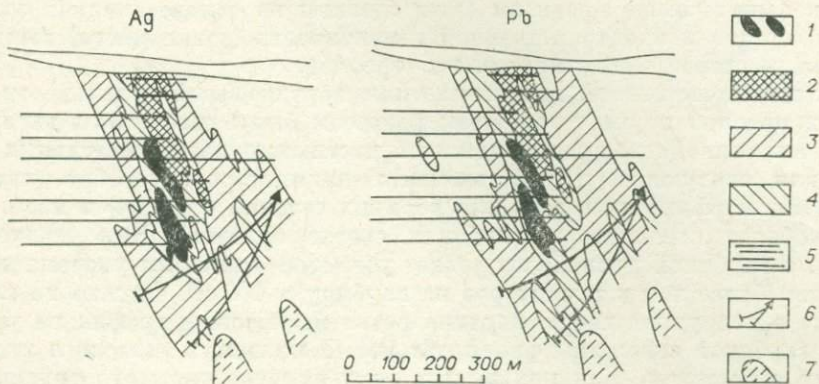


Рис. 3. Первичные ореолы вокруг рудных тел скарново-полиметаллического место-
 рождения Гаршенберг.
 1 — рудные тела не окисленные; 2 — рудные тела окисленные; 3, 4 — первичные ореолы (4 — по-
 ля повышенных концентраций); 5 — опробованные сечения; 6 — скважины; 7 — слепые рудные
 тела, зафиксированные первичными ореолами.

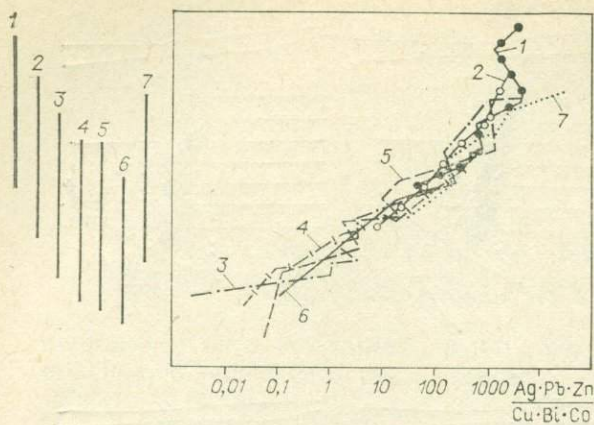


Рис. 4. Совмещенные графики изменения с глубиной мультипликативного коэффициента зональности первичных ореолов полиметаллических месторождений.

1 — Гарпенберг, 2 — Алтын-Топкан, 3 — Курусай, 4 — Канимансур, 5 — Кансай, 6 — Акташ, 7 — Садон.

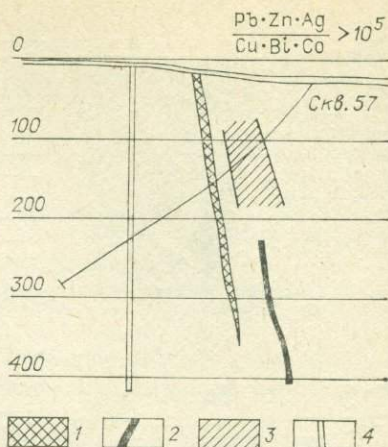


Рис. 5. Геологический разрез через месторождение Гарпенберг-Норра.

1 — известное рудное тело; 2 — рудное тело, открытое в результате проверки геохимического прогноза; 3 — геохимическая аномалия; 4 — шахта.

заклучены в скобки (отчетливые «сдвиги» ореолов этих элементов друг относительно друга по вертикали не установлены).

В 60-е годы на месторождении Гарпенберг создалось критическое положение, обусловленное следующими причинами:

— площадь промышленного оруденения на самом глубоком горизонте месторождения (880 м) резко уменьшилась;

— пробуренные глубокие скважины на нижних горизонтах руды не обнаружили.

Планировалась ликвидация рудника. Однако до ликвидации, на всякий случай, на уровне горизонта 470 м были пройдены разведочные выработки, которые вскрыли два рудных интервала. Независимо от этого были получены результаты геохимических работ, которые поразительно точно прогнозировали наличие на глубине этих двух слепых рудных тел. Приводим дословную формулировку этого прогноза: «Гарпенбергское месторождение на глубине 420 м отнюдь не кончается. Ниже прогнозируется крупная и богатая руда. Кроме того, в всячем боку существует еще одно рудное тело». К этому прогнозу были приложены карты и разрезы, где точно указаны местонахождения прогнозируемых рудных тел. Это полностью совпало с найденными рудными телами (рис. 5).

Указанные выше прогнозы были сделаны на основе анализа особенностей состава и пространственной изменчивости (зональности) выявленных на месторождении первичных ореолов.

Для количественной характеристики вертикальной зональности первичных ореолов по исследованным разрезам были рассчитаны величины отношений линейных продуктивностей частных мультипликативных ореолов для следующих групп элементов-индикаторов: серебро, свинец, цинк (типоморфный комплекс для верхних сечений ореолов) и медь, висмут, кобальт (индикаторы глубоких срезов ореолов). Как следует из рис. 4, с глубиной происходит резкое убывание величины указанного отношения (более чем в тысячу раз на глубину в 400 м). Однако на глубине, уже в подрудной части, картина резко меняется, и график на уровне самой глубокой скважины фиксирует новый максимум величины индикаторного отношения. Как показывает опыт поисков скрытого оруденения по первичным ореолам [Магнуссон, 1951], такое поведение графика отношений параметров ореолов могло быть обусловлено наличием на глубине слепого оруденения, надрудные ореолы которого были обнаружены нижними наклонными скважинами. Этот вывод подтверждается особенностями развития ореолов ряда элементов. В частности, как следует из

Элементы-индикаторы полиметаллического оруденения

Месторождения	Ряды зональности
Скарновые	
Гарпенберг	W, (Co, Ni, Mo), Bi, Sn, Cu, Zn, Pb, Ag, Cd, Sb
Алтын-Топкан	(W, Be, Sn, Co, Mo), Ni, Bi, Cu, (Zn), (Pb, Ag), Cd, Sb
Курусай	(W, Sn, Mo), Co, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag, (Sb, As), Ba
Акташ	W, Mo, Sn, Co, Bi, (Cu, Zn), Pb, Ag, (Sb, As)
Жильные	
Восточный Капмансур	W, Sn, Co, Bi, (Cu, Zn), Pb, Ag, (Sb, As)
Садон	W, Ni, Co, Sn, Mo, Bi, Cu, Zn, Pb, Ag, Sb

рис. 1, после практически полного выклинивания ореолов кадмия, связанных с известными рудными телами, на уровне самой нижней скважины появляется новая «волна» аномальных концентраций этого элемента — типичного индикатора надрудных срезов ореолов полиметаллических месторождений [Григорян, 1974]. Причем на этих же участках проявлены новые максимумы свинца и серебра (см. рис. 3). Таких «волн» две, что и дало основание прогнозировать наличие на глубине двух слепых рудных тел (см. рис. 2, 3).

Рассмотренное выше «аномальное» поведение ореолов в подрудной части известных рудных тел и позволило сделать приведенные выше прогнозы о значительных перспективах глубоких горизонтов исследованного месторождения на слепое оруденение. Как уже отметили, эти прогнозы подтверждены разведочными работами, вскрывшими на глубине две крупные слепые залежи (см. рис. 3).

Сравнение рассмотренных выше закономерностей развития первичных геохимических ореолов месторождения Гарпенберг с результатами изучения более молодых по возрасту полиметаллических месторождений Советского Союза выявляет ряд интересных особенностей, имеющих, по мнению авторов, большое научно-методическое значение.

В табл. 2 приведены основные элементы-индикаторы месторождения Гарпенберг и ряда месторождений Советского Союза. Эти элементы расположены в соответствии с зональностью ореолов (ряды зональности).

Как следует из табл. 2, все месторождения, несмотря на их резко различные геологические позиции (Гарпенберг — позднепротерозойского возраста, остальные — позднепермского—триасового возраста), характеризуются практически единым набором элементов-индикаторов.

Приведенные данные указывают на проявление единой геохимической зональности в строении первичных ореолов гидротермальных полиметаллических месторождений, несмотря на резкие различия условий их формирования. Последующее изучение зональности первичных ореолов и, в частности, исследование особенностей проявления зональности в строении интегральных (мультипликативных) ореолов также позволило установить идентичность зональности первичных ореолов месторождения Гарпенберг и других полиметаллических месторождений. Было установлено, что зональность в строении первичных ореолов является единой не только качественно (идентичные ряды зональности, см. табл. 2), но и количественно. Последнее устанавливается только в строении мультипликативных ореолов [Григорян, 1974] и выражается в том, что адекватные уровни ореолов различных месторождений фиксируются чрезвычайно близкими значениями отношений параметров частных мультипликативных ореолов при значительном их градиенте по вертикали. Для иллюстрации этого положения на рис. 4 приведены совмещенные графики изменения по вертикали величин мультипликативного коэффициента геохимической зональности частных мультипликативных ореолов, таких разных по условиям формирования свинцово-цинковых месторождений, как Гарпенберг, Курусай, Кансай, Акташ, Алтын-Топкан (скарновые),

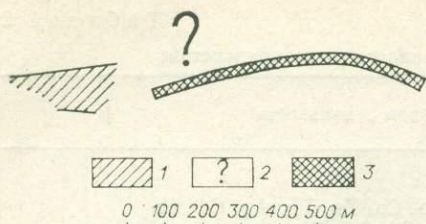


Рис. 6. Геохимическая аномалия на поверхности участка у Церкви.

1 — надрудная геохимическая аномалия; 2 — предполагаемый участок слепого оруденения; 3 — проекция вновь обнаруженного слепого оруденения на глубину 200 м.

Канимансур и Садон (жилые). Из перечисленных месторождений древним (докембрий) является только Гарпенберг. Остальные месторождения, расположенные в различных регионах СССР, являются более молодыми и характеризуются разнообразнейшими геологическими условиями локализации. Как следует из рис. 4, несмотря на резкие различия в геологических условиях локализации этих месторождений, графики изменения отношений мультипликативных ореолов имеют монотонный характер. Они весьма близко и достаточно контрастно отражают вертикальную зональность в строении первичных ореолов, которая выражается в закономерной смене с глубиной элементов-индикаторов верхнерудных сечений (свинец, серебро, цинк) индикаторами более глубоких уровней ореолов (медь, висмут, кобальт). Мультипликативные ореолы построены для «сквозных» элементов-индикаторов, типоморфных практически для всех исследованных месторождений. Отнесение этих элементов в группы над- и подрудных производилось на основе единого ряда элементов-индикаторов зональности (см. табл. 2). В подрудных сечениях величины отношений мультипликативных ореолов для указанных месторождений не превышают 1,0, тогда как в верхне- и надрудных сечениях это отношение во всех случаях существенно больше 10 000.

Описанная количественно единая геохимическая зональность первичных ореолов и приведенные на рис. 4 конкретные значения мультипликативного коэффициента зональности первичных ореолов были использованы авторами для оценки перспектив рудоносности ряда участков и прежде всего для определения уровня эрозионного среза геохимических аномалий, выявленных на этих участках в результате опробования коренных рудовмещающих пород.

Гарпенберг-Норра. Месторождение расположено в 3 км восточнее месторождения Гарпенберг и по своему геологическому положению аналогично тому. До проведения геохимического опробования на месторождении была известна одна рудная зона (В-руда), которая была разведана до горизонта 150 м. Опробование керна скв. 57 позволило наряду с ореолами известной рудной зоны в ее висячем боку выявить новую аномалию (см. рис. 5). Расчеты рассмотренного выше мультипликативного коэффициента зональности показали, что выявленная геохимическая аномалия представлена надрудными ореолами ($K \geq 100\ 000$). Это позволило прогнозировать наличие на глубине новой слепой рудной зоны: последующие разведочные работы действительно вскрыли слепую рудную зону, подтвердив тем самым геохимический прогноз (см. рис. 5).

Участок у Церкви. Здесь по результатам геохимического опробования коренных пород по двум канавам, расположенным по обе стороны здания церкви, были выявлены интенсивные и расширяющиеся к северо-востоку аномалии элементов-индикаторов полиметаллического оруденения. Высокие значения мультипликативного коэффициента геохимической зональности ($n \cdot 10^4$) свидетельствовали о надрудной природе выявленных аномалий. Это обстоятельство позволило считать участок перспективным на слепое оруденение и рекомендовать постановку проверочных работ. При этом, учитывая отмеченное выше расширение выявленных надрудных аномалий к востоку, наиболее перспективным признан участок, расположенный восточнее описываемой аномалии (рис. 6, вопросительный знак). Последующими горно-буровыми работами обнаружена богатая слепая рудная залежь на глубине 600 м (см. рис. 6).

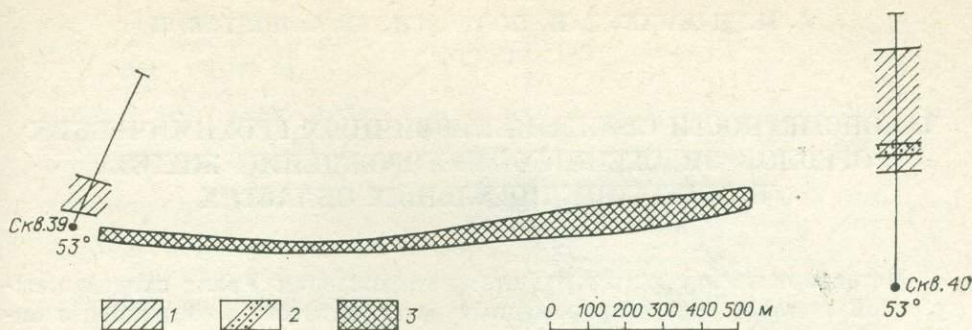


Рис. 7. Проекция геохимических аномалий скв. 39 и 40 на поверхность месторождения Даммше.

1 — надрудные геохимические аномалии, выявленные по скважинам (проекция на поверхность); 2 — эпицентр аномалии; 3 — слепая рудная залежь (проекция на поверхность); 53° — угол наклона скважин.

Месторождение Даммше открыто в 1980 г. в результате планомерного разбуривания трехкилометрового карбонатного пояса между месторождениями Гарпенберг и Гарпенберг-Норра. В пределах этого участка задолго до обнаружения месторождения, в 1970 г. был опробован керн двух пройденных ранее буровых скважин — 39 и 40 (рис. 7). По обоим скважинам были выявлены интенсивные геохимические аномалии элементов-индикаторов полиметаллического оруденения. Расчеты мультипликативного коэффициента зональности первичных ореолов свидетельствовали о надрудной природе выявленных аномалий. В результате опробования керна буровых скважин 39 и 40 были сделаны следующие прогнозы: скв. 39 — «аномалия указывает на наличие руды ниже уровня аномалии». Скв. 40 — «интенсивная аномалия, выявленная по скв. 40, является надрудной, переходящей в нижней части в рудную. Прогнозируемое оруденение находится недалеко от ствола буровой скважины». В результате был сделан вывод о наличии на глубине богатого слепого оруденения. Хотя эти геохимические рекомендации в свое время не были реализованы, и даже забыты, тем не менее они иллюстрируют высокую эффективность практического применения первичных ореолов: открытие через десять лет крупного месторождения Даммше полностью подтверждает правильность геохимического прогноза, сделанного по результатам геохимического опробования только двух скважин.

Приведенные выше данные свидетельствуют о чрезвычайно высокой эффективности использования первичных ореолов при поисках полиметаллических месторождений в районах широкого развития докембрийских образований. В этом смысле полиметаллические гидротермальные месторождения в докембрийских толщах не являются исключением и к ним в полной мере применимы методические принципы литохимических поисков, разработанные и успешно применяемые при поисках полиметаллических месторождений более молодого возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1974. 215 с.
- Магнуссон Н. Геология, парагенезис и запасы руд зарубежных месторождений свинца и цинка. М.: ИЛ, 1951. 200 с.
- Овчинников Л. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 3—36.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗА В ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЯХ

Метасоматические железорудные месторождения Урала сходны между собой составом руд и околорудных метасоматитов, ассоциацией с определенным типом магматическими комплексами, но заметно различаются фациальными условиями рудоотложения. Последние во многом определяют поисковые критерии и промышленную оценку месторождений. Одним из методов поиска руд является изучение эндогенных геохимических ореолов рудных элементов, отражающих в своем строении те или иные фациальные особенности рудообразования. При этом закономерности распределения элементов, содержащихся зачастую в неявном виде в геохимических ореолах, отстроенных по валовому опробованию, выявляются гораздо контрастнее и полнее при отстройке геохимических ореолов по минералам-концентраторам.

Для железорудных месторождений очень удобны в этом отношении магнетит и пирит. Оба минерала присутствуют почти во всех метасоматически переработанных породах, образуя обширные вкрапленные ореолы вокруг сплошных магнетитовых руд. Магнетит концентрирует в себе весьма существенную долю Ti, Mn и V, а в пирите сосредотачиваются Co, Ni, Cu, Zn, Pb и другие халькофильные элементы.

Как известно, именно эти элементы составляют поисковый ансамбль основных элементов-индикаторов метасоматических железорудных объектов [Рябов, Павлов, 1971; Фоминов, 1975].

При валовом геохимическом опробовании месторождения происходит сильное разубоживание концентраций указанных элементов. Так, например, по мере удаления от рудных тел на 100 м, а иногда и на 50 м содержания ряда элементов, таких как Co, Ni, Pb и др., в валовой пробе быстро уменьшаются вплоть до значений пороговой чувствительности анализа, в то время как в мономинеральных фракциях пирита эти же элементы продолжают работать как индикаторы руды на расстоянии, превышающем 400 м. Иначе говоря, геохимическое опробование по минералам-концентраторам является более тонким и чувствительным методом диагностики физико-химических условий рудообразования и поисков, нежели валовое геохимическое опробование, хотя оно и более трудоемко.

Геохимические ореолы по магнетитам и пиритам изучались нами на железорудных месторождениях Валерьяновской структурно-фациальной зоны, расположенной в восточной части Уральской эвгеосинклинали. Пробы отбирались из керна в пределах выбранных разрезов способом пунктирной борозды с интервалом опробования 10 м. Затем после предварительного дробления из них извлекался магнетит (методом мокрой магнитной сепарации) и пирит (методом флотации), после чего монофракции подвергались количественному спектральному анализу. По данным анализов магнетитов отстраивались геохимические ореолы Ti и Mn, а пирита — Co, Ni, Cu, Pb.

Сравнительное изучение ореолов исследуемых месторождений показало, что выделяется два типа ореолов, имеющих принципиально разное строение.

Первый тип присущ месторождениям с хорошо развитой высокотемпературной метасоматической зональностью по типу зональности с центробежным разрастанием зон метасоматической колонки. Ярким примером такой зональности служит Соколовское месторождение, локализованное в вулканогенно-осадочной толще визе-намюрского возраста. Последняя сложена известняками, туффитами, порфиритами андезит-базальтового и ба-

Рис. 1. Эндеогенный ореол никеля. Соколовское месторождение. Разрез 63.

1 — рыхлые отложения. 2—5 — содержания никеля в пирите (вес. %): 2 — от 0,3 до 1,0; 3 — от 0,1 до 0,3; 4 — от 0,03 до 0,1; 5 — от 0,01 до 0,03. 6 — рудные тела.

зальтового состава и туфами. Доминируют в разрезе вулканогенные образования.

Рудная зона месторождения состоит из многочисленных линзо- и пластообразных залежей сплошных магнетитовых руд мощностью от 10 до 70 м. Вокруг каждого рудного тела в сторону висячего и лежащего боков последовательно располагаются зоны: вкрапленных руд, рудных и безрудных скарнов, пироксен-скаполитовых, пироксен-альбитовых метасоматитов и слабо измененных пропилитизированных вулканитов. Метасоматическая зональность, таким образом, имеет сравнительно симметричное строение по отношению к руде (за исключением тех случаев, когда породы висячего и лежащего боков имеют резко различный состав, как, например, эффузивы и известняки). Подобной симметричностью характеризуются и геохимические ореолы Соколовского месторождения, отстроенные по пиритам для никеля (рис. 1) и кобальта (рис. 2). Ореолам месторождения свойствен тренд изменчивости содержания элементов группы железа и

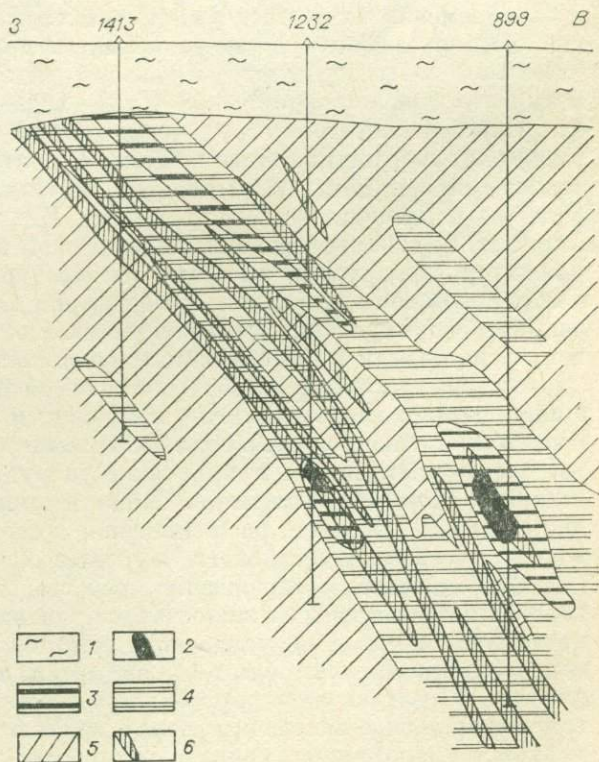
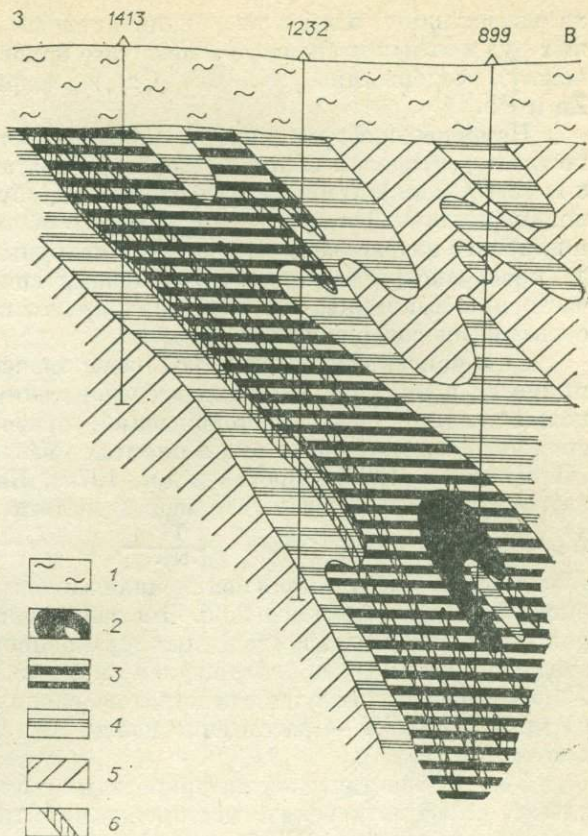


Рис. 2. Эндеогенный ореол кобальта. Соколовское месторождение. Разрез 63.

1 — рыхлые отложения. 2—5 — содержания кобальта в пирите (вес. %): 2 — более 0,4; 3 — от 0,3 до 0,4; 4 — от 0,2 до 0,3; 5 — от 0,1 до 0,2. 6 — рудные тела.

халькофильных элементов, направленный от сплошных магнетитовых руд в стороны висячего и лежащего боков. В этом направлении уменьшаются содержания Ni, Co, Cu и возрастают содержания Ti, V, Zr и Pb.

Наиболее информативны в поисковом отношении Co и особенно Ni, которые в пределах обширных ореолов слагают узкие протяженные зоны с высокой концентрацией этих элементов, обусловленной их минимальной подвижностью. Эти элементы остаются в области максимального прогрева и наиболее интенсивной переработки исходных пород. Такие участки всегда пространственно совпадают с телами сплошных магнетитовых руд и часто при выклинивании последних продолжают фиксироваться пиритом с высокими содержаниями Co и Ni.

Для поисковых целей наибольшее значение имеет состав элементов-примесей в пиритах. Многими исследователями, изучавшими пирит скарновых железорудных месторождений, отмечалось, что с удалением от сплошных магнетитовых руд в пиритах уменьшаются содержания Co и Ni [Овчинников, 1960; Поротов и др., 1976]. Корреляционный анализ, проведенный нами, показал, что между мультипликативным коэффициентом K_M пиритов, равным $K_M = \frac{Ti}{Co \cdot Ni \cdot Cu}$, и расстоянием пиритов от рудного тела существует надежная нелинейная зависимость с оценкой корреляционного отношения, равного 0,85. Эта зависимость для Соколовского месторождения выражается степенным уравнением: $Y = 0,56 \cdot X^{0,29}$, где Y — среднеарифметическое логарифмов мультипликативных коэффициентов K_M имеющейся совокупности пиритов, равноудаленных от сплошных магнетитовых руд; X — расстояние между местом отбора проб и рудным телом, м.

В плане генетической интерпретации геохимических данных для скарновых метасоматических месторождений типа Соколовского наиболее интересным является Ni/Co отношение в пиритах и магнетитах. Установлено, что с удалением от сплошных магнетитовых руд в стороны к периферии метасоматических зон Ni/Co отношение плавно снижается в пиритах и одновременно возрастает в магнетитах. Для Соколовского месторождения средние арифметические значения этих отношений в пиритах каждой отдельной зоны образуют убывающий ряд: 0,47—0,34—0,19—0,11, а в магнетите возрастающий: 0,58—0,72—1,00—1,11 по мере удаления от сплошных магнетитовых руд через скарны и пироксен-скаполитовые к пироксен-альбитовым метасоматитам. В соответствии с трактовкой Ni/Co отношения в пиритах и магнетитах, вытекающей из термодинамических расчетов и экспериментальных данных [Безмен, Тихомирова, 1975], это означает, что по сечению метасоматической колонки Соколовского месторождения происходит падение температуры минералообразования от центральной зоны колонки к ее периферии. Это вполне отвечает представлениям о формировании метасоматической зональности месторождений по типу зональности с центробежным разрастанием зон [Дымкин, 1977].

Второй тип ореолов наблюдается на месторождениях, характеризующихся незакономерным блочным строением околорудно-измененных пород, преобладающим развитием низкотемпературных фаций метасоматизма, отсутствием четкой приуроченности рудных тел к какой-либо определенной фации метасоматитов. Типичным примером таких месторождений является Глубоченское, расположенное в северной части Валерьяновской зоны в пределах Курганского Зауралья.

Глубоченское месторождение представлено двумя довольно мощными горизонтами сплошных и полосчато-вкрапленных магнетитовых руд мощностью до 300 м. Рудовмещающий комплекс пород сложен известняками, песчаниками, алевролитами, пилитами, туфами, диабазовыми порфиритами. В разрезе резко преобладает осадочная составляющая. Степень гидротермального изменения пород сравнительно невысокая и характеризуется низкотемпературными ассоциациями околорудных метасоматитов. Отмечающиеся на месторождении блоки скарнированных пород и руд

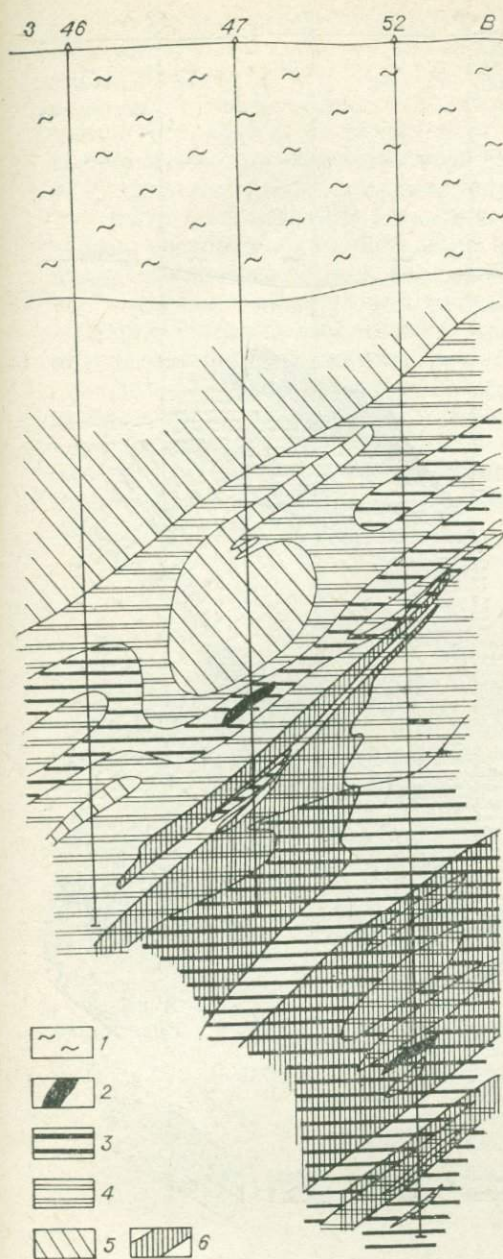


Рис. 3. Эндеогенный ореол кобальта. Глубоченское месторождение. Разрез 19.
1 — рыхлые отложения. 2—5 — содержания кобальта в пирите (вес. %): 2 — от 0,3 до 0,4; 3 — от 0,2 до 0,3; 4 — от 0,1 до 0,2; 5 — от 0,0 до 0,1. 6 — рудные тела.

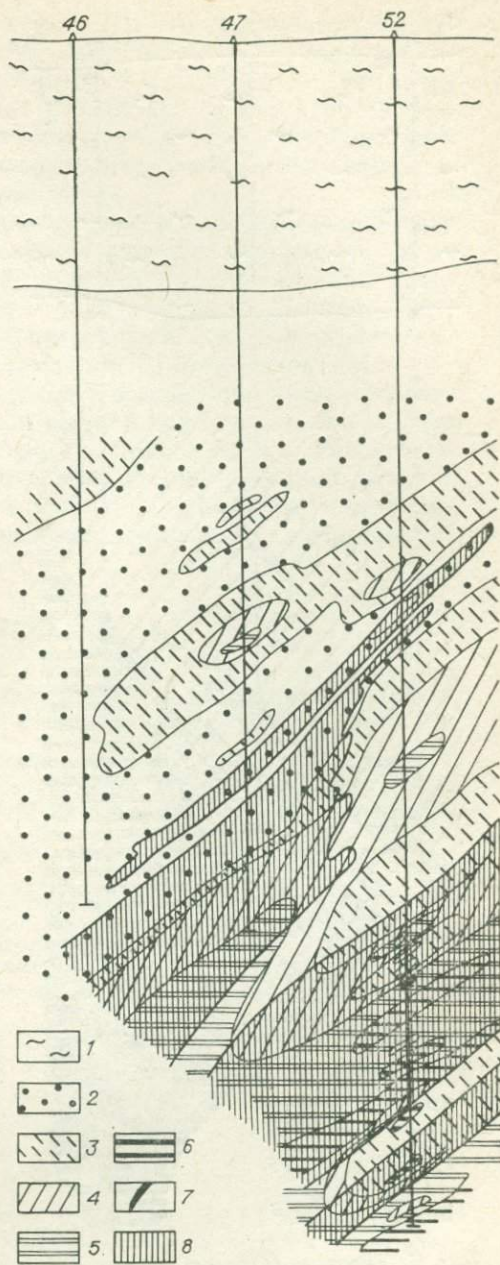


Рис. 4. Эндеогенный ореол никеля. Глубоченское месторождение. Разрез 19.
1 — рыхлые отложения. 2—7 — содержания никеля в пирите (вес. %): 2 — от 0,0 до 0,01; 3 — от 0,01 до 0,02; 4 — от 0,02 до 0,03; 5 — от 0,03 до 0,04; 6 — от 0,04 до 0,05; 7 — от 0,05 до 0,06. 8 — рудные тела.

не имеют какой-либо определенной позиции в разрезе и не вписываются в закономерное строение метасоматической зональности, как это наблюдается на Соколовском месторождении.

Эндеогенные ореолы, изученные по пиритам и магнетитам, показывают иные закономерности в распределении рудообразующих элементов-примесей, а именно: они характеризуются несколько обедненным составом элементов-примесей в этих минералах, заметно меньшей дисперсией содержания элементов и, главное, четко выраженной вертикальной зональностью элементов в разрезах месторождения.

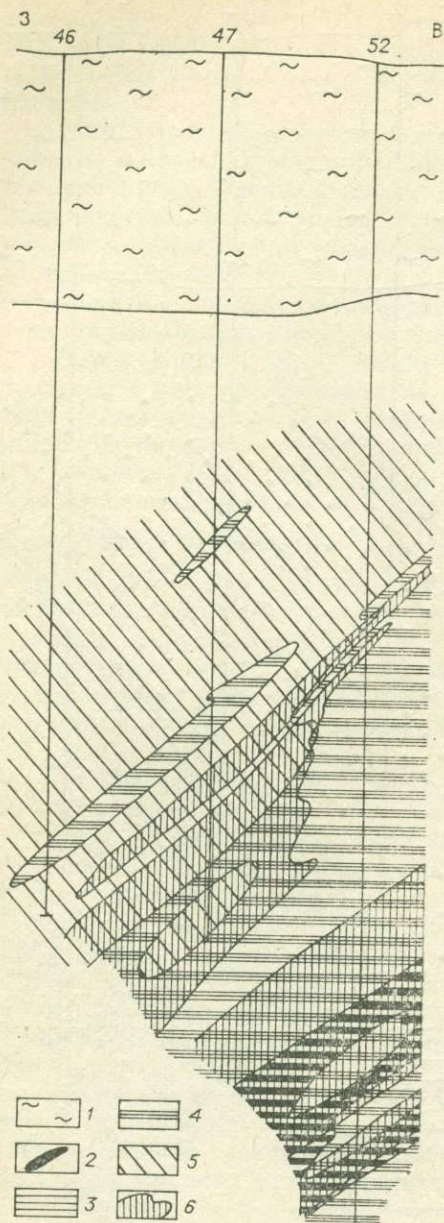


Рис. 5. Эндеогенный ореол титана. Глубоченское месторождение. Разрез 19.
 1 — рыхлые отложения. 2—5 — содержания титана в магнетите (вес. %): 2 — более 0,3; 3 — от 0,2 до 0,3; 4 — от 0,1 до 0,2; 5 — от 0,0 до 0,1. 6 — рудные тела.

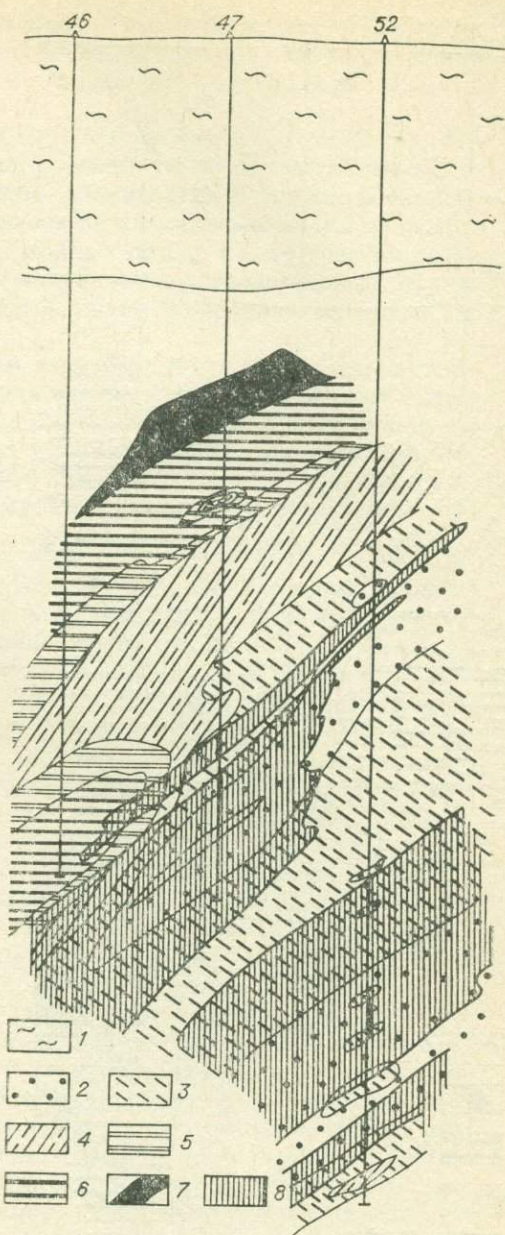


Рис. 6. Эндеогенный ореол марганца. Глубоченское месторождение.

1 — рыхлые отложения. 2—7 — содержания марганца в магнетите (вес. %): 2 — от 0,0 до 0,02; 3 — от 0,02 до 0,04; 4 — от 0,04 до 0,08; 5 — от 0,08 до 0,16; 6 — от 0,16 до 0,3; 7 — от 0,3 до 0,6. 8 — рудные тела.

Ореолы Co, Ni, Ti (рис. 3—5) демонстрируют явное возрастание содержаний этих элементов сверху вниз с ярко выраженным накоплением в нижних частях разрезов, охватывающих нижние горизонты рудных тел и лежащий бок месторождения. Mn, напротив, концентрируется в всячем боку месторождения (рис. 6).

Помимо общей вертикальной зональности в пределах разрезов отмечается также и вертикальная микрозональность в пределах отдельного рудного тела с теми же тенденциями в поведении элементов, что и в общих разрезах, т. е. подошвы рудных пластов являются обогащенными Co, Ni, Ti и обедненными Mn.

Ni/Co отношение в пиритах и магнетитах Глубоченского месторождения изменяется хаотично без каких-либо закономерностей. Первостепенное значение в ореолах такого типа приобретает Ti/Mn отношение, которое еще более контрастно подчеркивает вертикальную зональность. Величина его возрастает сверху вниз на два порядка (от 0,1 до 10). Подобная закономерность в поведении этой группы элементов свойственна современному рудоотложению в субмаринных условиях.

Если в первом типе геохимической зональности преобладающим фактором, регулирующим поведение элементов в рудообразующем процессе, является температурный градиент, действующий на относительно больших глубинах, то во втором типе главным определяющим фактором является окислительно-восстановительный режим среды минералообразования, обусловленный протеканием процесса в малоглубинных условиях.

На основании изложенного можно сделать заключение о том, что геохимические ореолы по минералам-концентраторам дают достаточно четкую картину распределения рудных элементов в месторождениях. Рассматривая данную ассоциацию элементов как составную часть единой физико-химической системы и учитывая количественные соотношения между ними, удается полнее охарактеризовать основные моменты рудоотложения.

ЛИТЕРАТУРА

- Безмен Н. И., Тихомирова В. И. Влияние температуры на распределение кобальта и никеля между сульфидами железа и растворами различного состава. — Геохимия, 1975, № 11, с. 1691—1697.
- Дымкин А. М. Два типа стадийности метасоматоза в железорудных месторождениях. — В кн.: Тезисы докладов к Всесоюзному совещанию «Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования». Новосибирск: изд. ИГиГ, 1977, с. 77—78.
- Овчинников Л. Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960. 495 с.
- Поротов Г. С., Веселов Е. В., Ларионов А. Г. Методика изучения комплексных магнетитовых руд. Л.: Недра, 1976. 167 с.
- Рябов В. В., Павлов Г. П. Некоторые геохимические особенности железорудных месторождений контактно-метасоматического типа. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. II. Иркутск, 1971, с. 69—77.
- Фомин Ю. М. Эндогенные геохимические ореолы магнетитовых месторождений в Тургайском прогибе. Автореф. канд. дис. М. 1975. 32 с.

Г. П. ПАВЛОВ

(СССР)

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В СТРОЕНИИ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приведенные ниже данные об особенностях проявления зональности распределения элементов в ореолах скарново-магнетитовых месторождений основываются на результатах геохимического изучения 18 месторождений Урала. Ореолы месторождений характеризуются значительными площадными размерами (сотни метров по ширине и несколько километров по простиранию). Вертикальная протяженность ореолов над рудными залежами достигает 1,0 км, при этом в наиболее удаленных по вертикали частях надрудных толщ пород признаков затухания ореолов не установлено. Распределение химических элементов в этом объеме характеризуется большой сложностью, отражая сложность процессов формирования рудно-метасоматических зон.

Геохимические ореолы на скарново-магнетитовых месторождениях образует большая группа элементов, в которой ведущую роль играют Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Mo, Sn, Y, Zr, B, Sc, Ba, Sr. Особенностью ореолов является относительно невысокая интенсивность. На каждом отдельно взятом месторождении любой из перечисленных элементов может формировать высококонтрастные ореолы, но лишь для Mn, Cu, реже Co характерно проявление высокоаномальных концентраций на большинстве месторождений. Практически для всех элементов, наряду с положительными аномалиями (ореолами накопления), широко проявлены отрицательные аномалии (ореолы выноса).

Характерной особенностью большинства ореолообразующих элементов является весьма изменчивое нестабильное их распределение в ореолах различных месторождений. Эта нестабильность определяется рядом причин (масштабами и интенсивностью проявления метасоматических образований различных типов, в том числе и руд, положением месторождения в структуре рудного поля, металлогенической специализацией рудных районов и др.) и выражается в образовании различных типов аномалий (накопление — вынос) и в резких изменениях масштабов распространения и интенсивности аномалий отдельных элементов от месторождения к месторождению (табл. 1). В то же время выявляются общие закономерности распределения элементов в ореолах изученных скарново-магнетитовых месторождений Урала. На всех месторождениях в рудных скарновых зонах устойчиво накапливаются Mn, Cu, Co и выносятся Ti, Cr, Sr, а на большинстве месторождений соответственно Zn, Pb, Ag, Ni, Sn, Mo и V, Sc, Zr, Y, Ba, В. За пределами рудно-скарновых зон в породах надрудного интервала большинства месторождений накапливаются Co, Cu, Ni, Ag, Ba, В, а остальные элементы образуют ореолы как накопления, так и выноса.

В целом из анализа строения общих ореолов скарново-магнетитовых месторождений вытекает возможность выделения двух основных групп элементов, распределение которых в объеме рудно-метасоматических зон во многом антагонистично друг другу: накапливающихся — Mn, Cu, Co, Zn, Pb, Ag, Ni, Sn, Mo, Ti, Cr, Sr, и выносимых из зон рудо- и скарнообразования — Ti, Cr, Sr, V, Zr, Y, Ba, В. На каждом, отдельно взятом месторождении тот или иной элемент может переместиться из свойственной ему группы в другую, однако эти перемещения не закономерны и не отрицают возможность выделения указанных выше групп.

Соответственно устанавливается закономерная пространственная дифференциация ореолов элементов этих групп, определяющая однотипную зональность ореолов скарново-магнетитовых месторождений (табл. 2). Ореолы накопления элементов, концентрирующихся в рудах и скарнах, охватывают рудно-скарновые зоны и могут широко (на первые сотни метров) распространяться за их пределы в надрудные толщи измененных пород. Устойчивое, почти на всех изученных месторождениях, распространение аномалий накопления в надрудные зоны характерно для Cu, Ag, Co, Ni. Другие элементы группы могут образовывать в надрудных толщах как положительные, так и отрицательные аномалии.

Элементы, выносимые из зон рудо-скарнообразования, обычно накапливаются за пределами рудно-скарновых зон. Устойчивое накопление в надрудных толщах пород в группе характерно для Ba и В, а другие элементы при общей тенденции к накоплению нередко образуют и ореолы выноса.

Пространственная дифференциация элементов этих двух групп наиболее контрастно проявлена в вертикальном направлении (от рудно-скарновых зон к надрудным толщам пород), менее контрастно — к флангам месторождений и получает свое наглядное выражение в строении их комплексных и мультипликативных ореолов. Рудно-скарновые зоны фиксируются полями накопления высокой комплексности состава (с совмещением аномалий 5 и более элементов) и высокими значениями мультипликативного показателя элементов первой группы. Те же зоны выявляются полями выноса повышенной комплексности состава и наиболее низкими

Распределение аномалий выноса и накопления элементов в общих геохимических ореолах глубокозалегающих скарново-магнетитовых месторождений Урала

Месторождение	Элементы, накапливающиеся в рудно-скарновых зонах	Элементы, выносимые из рудно-скарновых зон	Элементы, образующие в надрудных породах ореолы		
			только накопления	накопления — выноса	только выноса
Кужайское	Mn, Co, Cu, Zn, Pb (Ag, Sn)	Ti, V, Cr, Sr, B, Zr, Y, Sc, Ni(Mo)	Co, Pb, Zn, Cr, B	Mn, Cu, Zn, Pb, Ti, Sr, Sc, Zr, Y, Mo, Ni	V
Алешинское	Mn, Co, Cu, Pb, Sn, Ni	Ti, V, Cr, Sc, Sr, B, Mo, Zn (Zr, Y)	Sn	Mn, Co, Cu, Pb, Ni, Ti, Cr, Sr, Mo	V, Sc, B, Zn
Талкульское	Mn, Co, Cu, Zn, Pb, Ag, Ni, V	Ti, Ba, Sr, Sc, Zr, Y, B, (Cr, Mo)	Mn, Co, Cu, Zn, Pb, Ag, Ni, V, Cr, Mo, Sc, B	Y, Zr, Sr, Ba	Ti
Ново-Песчанское	Mn, Co, Cu, Zn, Ag, Ni, Au (Sn)	Ti, V, Sc, Zr, Pb, Ba, Sr (Y, Mo, Cr)	Cu, Ag, Au, Sc	Mn, Ca, Ti, Ba, Sr	Ni, V, Zr, Pb
Южно-Лебяжинское	Mn, Co, Cu, Zn, Mo, Ag, Sn, Sc	Cr, Ba, Sr, B, Y, Zr (V)	Mn, Co, Ni, Zn, Ag, Sc, V, B, Ba, Sr	Cu, Pb, Sn, Cr, Y, Zr	Mo
Высокогорское:					
уч. Восточно-Ревдинский	Mn, Co, Cu, Zn, Pb, Sn, Mo, Ni(Ag)	Ti, V, Cr, Ba, Sr, Y, Sc (B, Zr)	Co, Cu, Pb, Mo, Sn, Ni, Ti, Zr, Y, Sc, Ba, B	Mn, Zn, Mo, Cr, Y, Sc	Ti
уч. Ново-Меднорудянский	Mn, Co, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn, Ni	Ti, V, Cr, Ba, Sc, Y (Ba, Zr)	Co, Cu, Pb, Mo, Sn, Ni, Ti, Zr, Y, Sc, Ba, B	Zn, Cr, V	Mn
Мал. Куйбас	Mn, Cu, Co, Sn, Mo, V, Ni (Ag)	Ti, Cr, Sc, B, Sr, Ba, Pb(Y)	Zn, Ag, V, Ca, Ni, Mo, Cr, Sr, Ba	Mn, Cu, Pb, Ti, B, Sc, Y	
На всех месторождениях	Mn, Co, Cu, Zn, Pb, Ag, Ni, Sn, Mo	Ti, Cr, Sr, V, Sc, Zr, Y, Ba, B	Co, Cu, Ni, Ag, Ba, B	Mn, Cr, Y, Sr	

П р и м е ч а н и е. В скобках — элементы, для которых $C_{\phi} < \bar{C} < +Ca_1$, или $C_{\phi} > \bar{C} > -Ca_1$. На Южно-Лебяжинском месторождении распределение Ti не изучено.

Ряды вертикальной зональности элементов в ореолах скарново-магнетитовых месторождений Урала

Месторождение	Ряды вертикальной зональности (снизу вверх)
Кужайское	Mn, Cu, Co, Zn (Ag, Pb), Sn, Mo — Sr, V, Ti, B, Cr, Ni, Sc, Zr, Y
Алешинское	Cu, Co, Ni, Mn, Sn, Pb — Cr, Sr, B, Ti, Zn, Mo, Zr, Y (Sc, V)
Талкульское	Ag, Zn, Ni, Cu, Pb, Mn, Co, Mo — Cr, Zr, V, Sr, Ba, Y, Sc, B, Ti
Ново-Песчанское	Zn, Mn, Cu, Co, Ni, Ag, Mo, Pb — Cr, Y, Sc, Zr, V, Ti, Sr, Ba
Мал. Куйбас	Mn, Cu, Co, Ag, Zn, Pb, Sn, Mo — Y, Ti, Ni, V, Sc, Ba, Zr, B, Sr, Cr
Южно-Лебяжинское	Cu, Zn, Mo, Pb, Ag, Ni, Y, Sn, Mn, Co — Sr, Ba, Cr, V, Zr, B
Восточно-Ревдинский участок Высокогорского месторождения	Zn, Mn, Co, Ba, Mo, Cu, Ag, Ni, Sn — B, Y, Sc, Zr, Pb, Ti, V, Sr, Cr
Качарское	Sn, Co, Mn, Mo, Ag, Pb, Ni, Cu, Zn — Sr, Ba, Zr, B, Cr, V, Y, Ti, Sc
Гороблагодатское	Cr, Ni, Mn, Co, V, Mo, Zn, Pb — Ba, Ti, P
Обобщенный ряд зональности	Cu (Mn, Zn), (Co, Ag), Pb (Ni, Sn, Mo) — (Y, Cr, V, Ti, Sr, Ba, B, Sc, Zr)

значениями мультипликативного показателя элементов второй группы. С переходом от рудно-скарновых зон к вмещающим породам комплексность ореола и интенсивность мультипликативного показателя элементов первой группы уменьшаются, а ореолы выноса элементов второй группы сменяются комплексными ореолами их накопления, соответственно происходит возрастание их мультипликативных показателей.

Пространственное разделение аномалий накопления выделенных групп элементов наглядно иллюстрируется рядами зональности. На всех месторождениях элементы, накапливающиеся в рудах и скарнах, занимают нижнюю часть рядов зональности, выносимые при их образовании — верхнюю. На каждом отдельно взятом месторождении лишь единичные элементы занимают место в чуждой им группе. Внутри выделенных групп распределение элементов неустойчиво, особенно для элементов, выносимых при рудо- и скарнообразовании.

Исходя из приведенных выше данных в объемной модели ореолов скарново-магнетитовых месторождений возможно выделение двух крупных зон, резко различающихся по составу: внутренней (нижней), охватывающей рудно-скарновую зону и вмещающие породы на расстоянии до 300 м, и внешней (верхней), охватывающей вмещающие породы на расстоянии до 1000 м от рудно-скарновой зоны. Типоморфным признаком внутренней зоны является наличие аномалий накопления элементов первой (Mn, Co и др.) и выноса элементов второй (Ti, Cr, Sr и др.) групп, а внешней зоны — аномалий накопления элементов, выносимых из внутренней зоны.

Описанная зональность количественное выражение получает в мультипликативном коэффициенте зональности:

$$K_3 = \frac{\text{Ti} \cdot \text{V} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Y} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Sc} \cdot \text{B} \cdot \text{Ba} \cdot \text{Sr}}{\text{Mn} \cdot \text{Co} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Mo} \cdot \text{Sn}}$$

В ореолах на уровне рудных тел значения K_3 , как правило, меньше единицы, а в удаленных надрудных сечениях достигает $n \cdot 10^{11}$.

Описанной выше зональности распределения элементов в ореолах месторождений соответствует их распределение в конкретных метасоматических колонках — в рудах и скарнах разного типа (внутренние зоны) максимально накапливаются Mn, Co, Cu, Zn, Sn, Pb, Ag, а в пироксен-полевошпатовых, пироксен-скаполитовых метасоматитах и осветленных породах (внешняя зона) — Ti, V, Cr, Zr, Sc, B, Ba, Sr. Ni и Mo тяготеют к элементам первой группы. Однако их распределение менее закономерно. Выявляется однонаправленное монотонное изменение концентраций

многих элементов от внутренних зон к внешним. Концентрации V, Cr, Y монотонно возрастают, а концентрации Ti, Sc, часто Mn, Cu, Zn, Ag монотонно уменьшаются от магнетитовых руд к пироксен-полевошпатовым и пироксен-скаполитовым породам.

Выявленные общие закономерности распределения ореолообразующих элементов в рудах и метасоматитах подтверждаются данными об изменениях их концентраций в магнетитах из руд и ореолов Ново-Песчанского и Алешинского месторождений. Ti, V, Cr, Sc, Y, Zr накапливаются в ореольных магнетитах при минимальных концентрациях в рудных магнетитах. При этом обращает на себя внимание монотонный характер возрастания их средних содержаний с удалением от рудных залежей. Наоборот, максимальные концентрации Mn, Co, Cu, Zn, Ag свойственны магнетитам руд. Их минимальные концентрации характерны для магнетитов из ближних надрудных зон, а выше снова несколько возрастают, не достигая, однако, уровня концентрации в рудном магнетите. Практически аналогичная картина в поведении элементов-примесей установлена в магнетитах в колонке: руда — скарн — пироксен-скаполитовые породы, а также в зависимости от содержания натрия во вмещающей породе на Алешинском месторождении. В ряду: крупные кристаллы из перекристаллизованных руд — основная масса перекристаллизованных руд — мелкозернистые сплошные руды — прожилково-вкрапленные руды — вкрапленность магнетита из вмещающих пород в рудоносных горизонтах на Алешинском, Кужайском, Ново-Песчанском месторождениях закономерности распределения элементов-примесей в целом совпадают с таковыми в рудно-метасоматической колонке. Тем самым устанавливаются общие закономерности распределения элементов-примесей по мере удаления от центральных зон к краевым зонам рудообразования на различных уровнях организации вещества — в общем ореоле, в рудно-метасоматической колонке и в магнетитах.

Согласно приведенным выше данным, ореолы прямых элементов-индикаторов магнетитового оруденения (Mn, Co и др.) распространяются по вертикали от рудных тел до 300 м, иногда больше, что обеспечивает соответствующую глубину прогнозирования скрытых рудных залежей. При такой глубине залегания для прогнозирования магнетитовых рудных тел успешно применяются хорошо разработанные геофизические методы.

Важным практическим выводом, вытекающим из установленных закономерностей распределения ореолообразующих элементов в объеме рудно-метасоматических зон месторождений и измененных вмещающих пород, является возможность использования для выявления и оценки надрудных ореолов комплекса элементов-примесей, выносимых из зон рудо- и скарнообразования и концентрирующихся в породах вышележащих толщ [Рябов, Павлов, 1971; Павлов и др., 1976; Павлов, 1981; и др.]. Соотношение элементов-примесей, выносимых и привносимых при этом процессе, выраженное приведенной выше формулой коэффициента зональности (K_z), является наиболее контрастным геохимическим индикатором скрытого оруденения. Исследование соотношения этих двух групп элементов позволяет резко увеличить глубину прогнозирования скарново-магнетитовых месторождений (до 1,0 км и более), значительно превышающую глубину, при которой производится уверенная интерпретация геофизических данных. Включение в традиционный комплекс (геологических и геофизических методов) геохимических методов может значительно улучшить качество прогнозирования глубокозалегающего скарно-магнетитового оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Павлов Г. П. Опыт геохимического прогнозирования глубокозалегающего скарново-магнетитового оруденения. — В кн.: Литохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: ИМГРЭ, 1981, с. 52—61.
- Павлов Г. П., Баранов Э. Н., Фоминов Ю. М. Геохимические критерии прогнозирования глубокозалегающих контактно-метасоматических магнетитовых место-

рождений на Урале.— В кн.: Геохимические методы прогнозирования и поисков рудных месторождений. М.: изд. ИМГРЭ, 1976, с. 86—115.

Рябов В. В., Павлов Г. П. Некоторые геохимические особенности железорудных месторождений контактово-метасоматического типа.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. Иркутск, 1971, с. 69—76.

И. А. ПОЛЕТАЕВ, Л. Б. ПОЛЕТАЕВА, Ю. Ф. ГАВРИЛОВ
(СССР)

ПЕРВИЧНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АНГАРСКОЙ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Железорудные месторождения Ангарской провинции развиты в пределах трапповой области Сибирской платформы и приурочены к структурам, известным под названием трубок взрыва. Магнетитовые рудные тела, связанные с трубками, сопровождаются силлами и дайками интрузивных траппов, процессами метасоматического изменения пород, контролируются тектоническими трещинами и являются жильнометасоматическими образованиями.

Изучение первичных геохимических ореолов проводилось на примере Октябрьского месторождения, отличающегося от аналогичных объектов наименьшим эрозионным срезом. Целью исследований было выяснение вертикальной и горизонтальной геохимической зональности месторождения для прогнозирования основного и сопутствующего оруденения на различных уровнях.

Октябрьское месторождение приурочено к четырем сближенным трубкам взрыва, выполненным разнообломочными туфами, туфобрекчиями и скарноидами. Борта трубок сложены карбонатно-терригенными осадочными образованиями силурийского и ордовикского возраста и разбиты системой разрывных нарушений, по которым происходило обрушение и просадка пород. Основная часть магнетитовых руд сосредоточена на глубине 200—1200 м в «слепых» крутопадающих залежах северо-восточного и субширотного простираний, реже отмечаются пологие пластообразные формы рудных тел. Мощность тел — от 4 до 100 м. Магнетитовые руды представлены прожилково-вкрапленными, обломочно-вкрапленными и массивными (сплошными) текстурными типами. В верхних частях трубок взрыва фиксируются туффиты, туфо-песчаники и агломераты, залегающие в структурах типа кратерных озер, которые формируются практически одновременно с заключительными стадиями рудного гидротермального процесса. Среди этих пород встречены пластовые тела медно-стронциевых руд, а к базальному горизонту приурочены залежи магнетитовых рудокластов (рис. 1).

В составе скарново-рудных зон месторождения четко выражена зональность в размещении гидротермально-измененных пород, ряд которых обобщенно представляется в следующем виде: магнетитовые руды — оруденелые пироксен-гранатовые скарны — хлорит-серпентиновые породы — кальцитовые метасоматиты.

Геохимическая специализация различных образований месторождения и первичные ореолы рассеяния элементов изучались по данным детального опробования керна буровых скважин по разрезам с последующей обработкой результатов на ЭВМ по методу многомерных полей и построением моно- и полиэлементных разрезов. Основные результаты этой обработки свелись к следующему (рис. 2).

1. Верхняя надрудная зона, связанная с образованиями кратерных озер, определяется медно-барий-стронциевой ассоциацией элементов. В верхней части зоны (подгруппа 1а, см. таблицу) коэффициенты контраст-

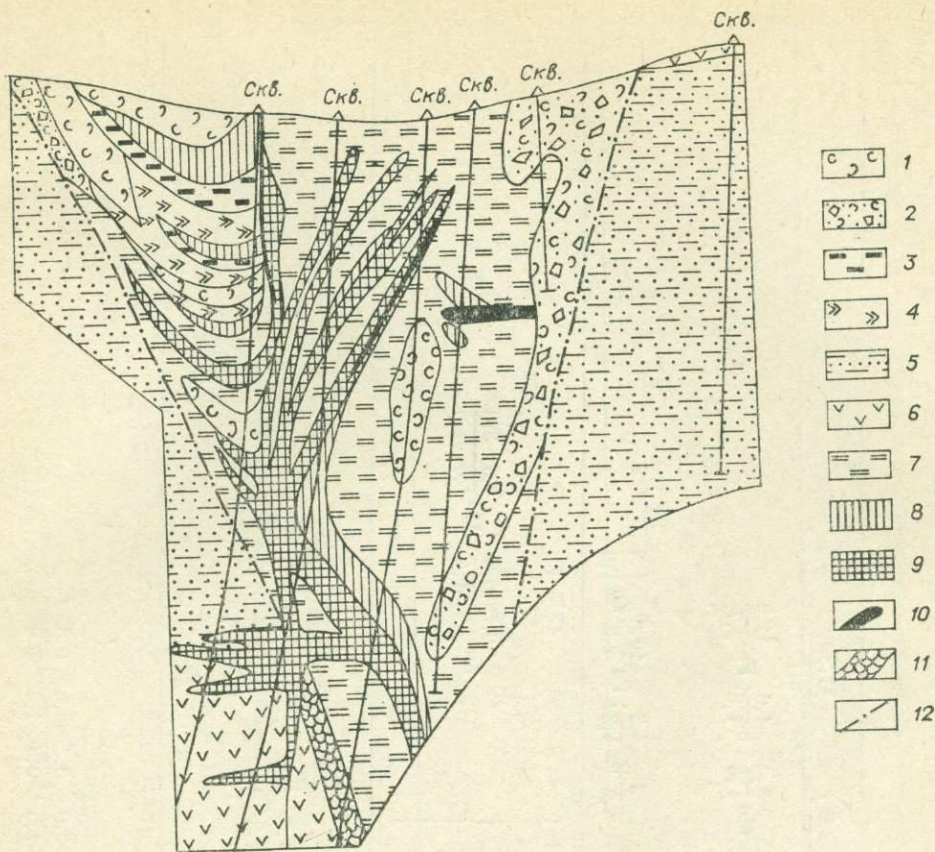


Рис. 1. Геологический разрез Октябрьского месторождения.
Составил Ю. Ф. Гаврилов.

1—4 — вулканогенно-осадочные отложения кратерных озер юрско-триасового возраста (1 — туффиты, туфобрекчии; 2 — туфы, туфопесчаники, агломераты; 3 — целестиновые породы; 4 — ангидритовые породы); 5 — терригенно-карбонатные отложения силурийско-ордовикского возраста; 6 — трапшковые интрузии долеритов; 7 — хлорит-гранат-пироксеновые скарны и скарнированные породы; 8—10 — магнетитовые руды (содержание железа общего, %: 8—14—18, 9—18—45, 10—более 45%); 11 — зоны тектонических брекчий; 12 — контуры трубки взрыва.

ности этих элементов достигают значений 20—260, а нижняя часть зоны (подгруппа 16) характеризуется их пониженными значениями (для меди — до 3, для стронция — до 6, для бария — 1,5). Минералогически появление такой своеобразной ассоциации определяется широким развитием в породах целестина, бариевого целестина, халькопирита, пирита, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Для зоны в целом характерно присутствие железа в количестве 10—19%, а для ее верхней части — марганца и свинца (КК — до 4,2 и 11 соответственно).

2. Собственно рудная зона, сложенная оруденелыми скарнами с залежами магнетитовых руд, фиксируется наиболее бедной геохимической ассоциацией элементов — железом, молибденом и цинком (последний связан с тонкой вкрапленностью сфалерита в рудах). В составе зоны собственно рудные тела оконтуриваются изолинией железа 20% (подгруппа 2а), а для контура вкрапленной магнетитовой минерализации наиболее характерны содержания железа 9—14% (подгруппа 2б).

3. Боковая геохимическая зона (группа 3) может рассматриваться как оконтуривающая трубку взрыва в целом и по вертикали, и в поперечной зональности месторождения. Для большей части зоны характерна ассоциация элементов в составе кобальта, никеля, титана, ванадия и железа (подгруппа 3а). Эти элементы, за исключением железа, выносятся из центральной зоны при рудном гидротермальном процессе формирования магнетитовых руд. В составе боковой зоны выделяются две дополнительные ассоциации элементов (подгруппы 3б и 3в). Первая из них отличается

Характеристика ассоциаций химических элементов по разрезу 28 Октябрьского железорудного месторождения

148

Группа, подгруппа	Класс	Количество проб	Показатель однородности	Формула класса
1а	Ц	11	0,78	$Sr \frac{772}{257} Ba \frac{627}{156,8} Cu \frac{82,3}{15,9} Pb \frac{11,6}{11,5} Mn \frac{12,2}{2,2} Be \frac{2,8}{2,8}; Fe \frac{17,3}{3,7}$
	П	42	0,61	$Sr \frac{459}{153} Ba \frac{286}{71} Cu \frac{53,5}{9,7} Mn \frac{13,9}{2,5} Be \frac{2,2}{2,2} Mo \frac{3,2}{1,6} Pb \frac{1,6}{1,6}; Fe \frac{11,9}{2,7}$
	О	16	0,69	$Sr \frac{325}{108} Ba \frac{81}{20} Pb \frac{2,8}{2,8} Co \frac{1,8}{1,7} Fe \frac{9,6}{2,2}$
	Х	3	0,99	$Sr \frac{300}{100} Ba \frac{100}{25} Cu \frac{120}{21} Mo \frac{13,3}{12} Pb \frac{8,7}{8,7} Mn \frac{23,3}{4,2} Be \frac{4,3}{4,3}; Fe \frac{10,0}{2,2} Zn \frac{1,4}{1,6}$
1б	Е	52	0,77	$Fe \frac{16,3}{3,6}; Sr \frac{10,9}{3,6} Cu \frac{16,6}{3,0} Ba \frac{5,6}{1,4} Ti \frac{6,1}{1,4} \left. \vphantom{Fe \frac{16,3}{3,6}} \right\} Zn \frac{0,7-0,9}{0,9-1,4} Mo \frac{1,8-3,0}{1,0-1,5}$
	Н	11	0,68	
	Б	7	0,88	
2а	Ж	16	0,72	$Fe \frac{25,2}{5,6} \left. \vphantom{Fe \frac{25,2}{5,6}} \right\} Mo \frac{3,0}{1,5} Zn \frac{1,0-1,1}{1,2-1,4}$
	З	65	0,77	
	Ч	6	0,56	
2б	Т	17	0,84	$Fe \frac{14,3}{3,2} \left. \vphantom{Fe \frac{14,3}{3,2}} \right\} Mo \frac{2,5-3,0}{1,2-1,5} Ti \frac{3,5-5,5}{0,8-1,3} Zn \frac{0,8}{0,9}$
	Б	80	0,56	
	А	80	0,68	
3а	Й	8	0,75	$Co \frac{8,4}{7,6} Ti \frac{24,5}{5,7} V \frac{37,2}{4,5} Ni \frac{7,2}{3,6} Cu \frac{10,5}{1,9} Cr \frac{9,7}{1,8} Ba \frac{6,7}{1,7}; Zr \frac{3,4}{2,0} Be \frac{1,4}{1,4}; Fe \frac{6,4}{1,4}$
	Р	4	0,98	
	С	7	0,70	
	Щ	14	0,59	
	И	16	0,57	
	Д	100	0,57	
3б	Ф	3	0,97	$Zr \frac{4,7}{2,8}; Co \frac{5,0}{4,5} Ti \frac{16,7}{3,2} Ni \frac{6,7}{3,3} V \frac{18,7}{2,8} Cr \frac{10,0}{1,8} Cu \frac{9,3}{1,7} \left. \vphantom{Zr \frac{4,7}{2,8}} \right\} Fe \frac{5,7-7,4}{1,3-1,6}$
	У	4	0,90	
	М	30	0,79	
3в	Ы	3	0,78	$Sr \frac{15,3}{31} Be \frac{4,6}{4,8} Zr \frac{3,6}{2,1}; Pb \frac{9,3}{9,3} Sr \frac{20,0}{6,7} Ba \frac{22,0}{5,6}; Co \frac{3,0}{2,7} Ni \frac{5,0}{2,5} Zn \frac{2,0}{2,4} V \frac{14,0}{1,7} Cu \frac{8,7}{1,6} Cr \frac{8,7}{1,6}$
	Л	17	0,80	
	К	25	0,70	
4	Г	150	0,73	$Be \frac{3,5}{3,4} Mo \frac{3,8}{1,9} Ba \frac{6,2}{1,5} Cu \frac{8,5}{1,5} Pb \frac{1,4}{1,4} Zr \frac{2,3}{1,4} Fe \frac{6,6}{1,4} V \frac{10,7}{1,3} Ti \frac{5,8}{1,3} Sr \frac{3,9}{1,3} Mn \frac{6,7}{1,2} Cr \frac{6,6}{1,2}$

Примечание. Числитель — средние содержания, знаменатель — коэффициенты контрастности. Содержания элементов (%); Ti — 10^{-1} ; Ba, Mn, Sr — 10^{-2} ; Pb, V, Cr, Ni, Co, Cu — 10^{-3} ; Be, Sn, Mo — 10^{-4} ; F — %. Фоновые содержания элементов (%): Ti — $4 \cdot 10^{-1}$; Ba — $4 \cdot 10^{-2}$; Be — $1 \cdot 10^{-4}$; Mn — $5,5 \cdot 10^{-2}$; Pb — $1 \cdot 10^{-3}$; Mo — $2 \cdot 10^{-4}$; V — $8,2 \cdot 10^{-3}$; Cr — $5,5 \cdot 10^{-3}$; Ni — $2 \cdot 10^{-3}$; Co — $1,1 \cdot 10^{-3}$; Sr — $3 \cdot 10^{-2}$; Sn — $1 \cdot 10^{-4}$. Для Zr, Zn, Fe за фоновые содержания взяты их кларки литосферы, равные соответственно $1,7 \cdot 10^{-2}$; $8,3 \cdot 10^{-3}$; $4,6$. Точкой с запятой отделены ассоциации, появление которых обусловлено различными процессами,

149

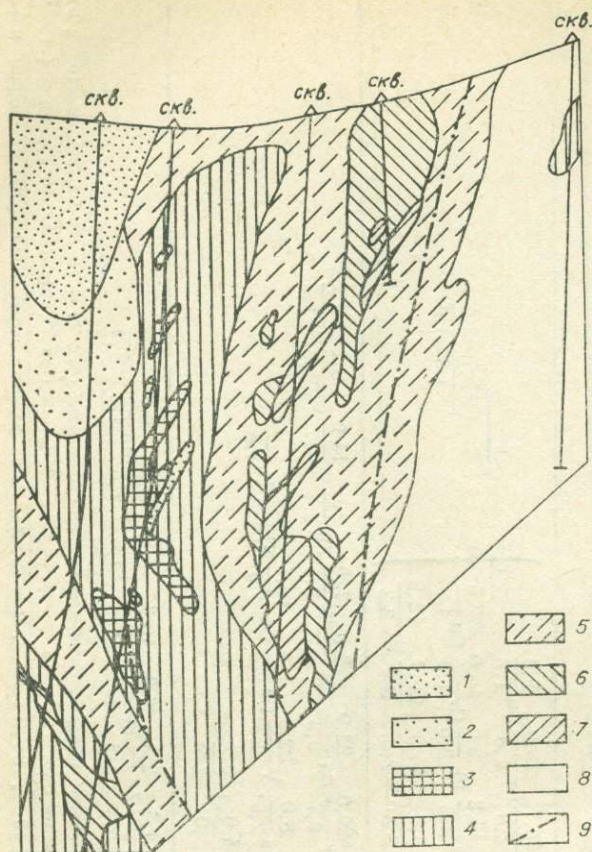


Рис. 2. Распределение ассоциаций элементов в пределах трубки взрыва Октябрьского месторождения.

Ассоциации элементов: 1 — стронций, барий, медь; 2 — железо, стронций, медь, барий; 3 — железо 9—15%; 4 — железо 15—25%; 5 — цирконий, кобальт, титан, никель, медь; 6 — олово, свинец, бериллий, барий; 7 — кобальт, титан, ванадий, никель, медь, железо; 8 — фоновые содержания; 9 — контуры трубки взрыва.

редкометалльной специализацией: олово, бериллий, цирконий, фтор, литий. В подгруппу Зв выделены классы с повышенным содержанием не только редких металлов, но и свинца, бария и стронция. Пространственно эти ассоциации накладываются на контуры структур обрушения в приконтактных частях трубок взрыва и, скорее всего, являются следствием самостоятельного гидротермального процесса по наложенным на трубку взрыва и скар-

новую зону тектоническим нарушениям. Наименее минерализованные части разреза представлены классом Г (группа 4).

Таким образом, поперечная и вертикальная зональность геохимических ассоциаций Октябрьского месторождения в пределах скарново-рудной зоны представляется от центра к периферии в виде: Fe, Mo, Zn—Co, Ti, V, Ni, Cu—Sn, Be, Zr, Pb, Ba, Sr. Этот вывод позволяет во многом корректировать увязку внутреннего строения трубок взрыва, включающих магнетитовые рудные тела, при геолого-разведочных работах. Судя по высоким средним содержаниям и коэффициентам контрастности ряда компонентов боковой и надрудной зон (например, стронция, бария, меди и других), можно ожидать их концентрации в качестве самостоятельных рудных тел или сопутствующего оруденения.

Установленная зональность дает также возможность определить круг элементов, по которым следует вести поиски новых аналогичных объектов по первичным и вторичным ореолам рассеяния, независимо от уровня их эрозионного среза: Sr, Ba, Cu, Be, Zr, Sn, В, F.

Д. А. ДОДИН, В. А. ШАТКОВ, Т. С. ДОДИНА, Т. К. ИВАНОВА,
М. А. САДИКОВ, И. И. СИДОРОВ, С. П. БОГУСЛАВСКИЙ

(СССР)

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Возможность применения геохимических методов для поисков медно-никелевых месторождений определяется установленными советскими и зарубежными учеными отличиями ореолов и потоков рассеяния мафит-ультрамафитовых массивов различной степени никеленосности. Первичные ореолы на месторождениях и проявлениях различных типов (норильского, седберийского, мончегорского, печенгского, моронговского, курейского и др.) отличаются своими размерами и особенностями внутреннего строения, но характеризуются одинаковым набором элементов-индикаторов (Cu, Ni, Co, Pb, Zn, Mo, Sn, Ag) и спутников (Ti, Cr, V, Mn). Устанавливаются ореолы залежей сульфидных руд и (или) мафит-ультрамафитовых массивов. Наложение отдельных зон тех и других ореолов значительно усложняет геохимические поля месторождений и затрудняет интерпретацию природы выявляемых аномалий. В строении ореолов выделяются подрудный и надрудный горизонты с несколькими подгоризонтами, количество которых зависит от мощности и сложности внутреннего строения толщи вмещающих пород. Одной из составных, наиболее четко выраженных частей первичного ореола никеленосных массивов являются зоны метаморфитов и метасоматитов — кремнекислотные щелочные метасоматиты и серпентиниты (месторождения норильского типа), метаморфизованные сланцы и туфы (месторождения седберийского типа), гнейсовидные породы (месторождения мончегорского типа). Для указанных ореольных образований, мощность которых достигает 300 м, характерна наложенная сульфидная минерализация и повышенные до высоких содержания никеля, кобальта, меди, платиноидов, иногда хрома, титана, марганца, ванадия.

Однако контуры геохимических аномалий и метасоматических ореолов не всегда совпадают, первые характеризуются прерывистостью, значительно большей удаленностью от массивов. Наибольшая (до 400 м) мощность, выдержанность в пределах всей площади распространения интрузивного тела присущи аномалиям элементов-спутников. Зоны концентраций элементов-индикаторов вблизи залежей сплошных сульфидов имеют мощность от 2—3 до 15—30 м, с удалением от них фиксируются лишь около зон дробления. Наиболее протяжены ореолы существенно халькопиритовых руд.

Главные особенности первичного ореола на месторождениях норильского типа — его сложное строение (до 4 подгоризонтов в составе надрудного горизонта, табл. 1, рис. 1), чередование в разрезе и плане зон концентрации и выноса элементов-индикаторов, четкая зональность и приуроченность аномалий к породам определенного состава. Размеры первичного ореола одной из сульфидных залежей составляют 500×300 м, наиболее четко он выражен контрастными положительными аномалиями меди, никеля, кобальта, положительными и отрицательными — хрома и титана. Первичный ореол никеленосного массива характеризуется пониженными содержаниями меди, никеля, кобальта, ванадия, переходящими вверх по разрезу и от осевой к фланговым его частям в контрастные положительные аномалии этих же элементов. Несмотря на то, что составляющие ореола рудных тел (ОР) имеют преимущественно диффузионную, а интрузива (ОУ) инфильтрационную природу, они достаточно четко тяготеют к той или другой подзоне совокупного ореола месторождения. Контрастные положительные аномалии меди, никеля и кобальта (ОР) слагают второй, отрицательные этих элементов (ОУ), хрома и положительные титана (ОР) третий, положительные меди, никеля, кобальта (ОУ) и хрома (ОР) четвертый подгоризонты (см. табл. 1 и рис. 1). С удалением от месторождения строение ореола становится проще. В 2—3,5 км от него устанавливаются только зоны концентрации кобальта и никеля

Характеристика первичного ореола

Горизонт	Подгоризонт	Мощность, м	Порода	Элементный состав		Интенсивность
				Элементы — индикаторы	Элементы — спутники	
Надрудный	Четвертый	300 — 1000	Базальты с единичными горизонтами туфов нижнего триаса	Cu, Pb, Zn	Cr, Co, Ni	$\gg X+3S$
	Третий	250—450	Терригенные породы верхнего карбона — верхней перми, трахибазальты и андезитовые базальты	Cu, Pb, Zn	Ti (Ni, Co, Cr)	$>X+3S$
	Второй	20—300	Роговики, щелочные метасоматиты, скарны, реже терригенные породы	Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Ag, Mo, Sn	Cr, Ba, V, Zr	$\gg X+3S$
	Первый	50—300	Габбро-долериты и габбро-диориты никелевой интрузии	Cu, Zn, Pb, Ni	Ba, Sr, Cr	$\gg X+3S$
Рудный		5—120	Руды сплошные и вкрапленные, пирротиновые, халькопиритовые, таллахитовые, кубанитовые			
Подрудный		10—100	Осадочные породы верхнего девона, верхней перми, превращенные в роговики, щелочные метасоматиты, скарны	Ni, Co, Cu, Pb, Zn	Ba, Sr, Zr, Mn, V	$>X+3S$

месторождения норильского типа

Размеры, м			Зональность		Характерные связи между элементами	
Мощность	По простиранию	По падению	вертикальная	горизонтальная	положительные	отрицательные
0—40 30—250	первые километры		Ti→Cr	Смена аномальных концентраций Ni, Co, Cr фоновыми содержаниями		
3—10 10—50	30—1200	1500—2000		Смена отрицательных аномалий Ni, Co, Cr положительными	Co — Zn Co — Sr	Ni — Zn Mn — Ti Mn — V
5—10	Первые сотни		Ni, Co→ →Ti, Cr	(Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Ag, Mo) → Ti, Cr, Zr, Ba	Zr — Zn Zr — Mn Cr — Ti	V — Ba V — Zr
5—10	Первые сотни		—	—	Cu — Ni Zn — Ni Cu — Co Cu — Cr	Zr — Zn Zn — Mn Cu — Zr
3—20	150—350	150—250	(Ni, Co, Cu, Pb, Zn) ↓ Ba, Sr, Zr	(Ni, Co, Cu, Pb, Zn)→(Ba, Sr, Zr, Mn, V)		

мощностью до 40 м, единичные узкие (3—5 м) аномалии синца, цинка и титана. В 4—5 км от месторождения в геохимическом поле оно уже не проявляется.

Построенные авторами для месторождения норильского типа карты-срезы через 50 м с детализацией вблизи кровли сплошных руд и никелевой интрузии через 10 м дали возможность составить графики (рис. 2, табл. 2), рассмотрение которых привело к выявлению общих закономерностей распределения элементов в первичном ореоле. Графики (см. рис. 2) при дальнейшей генерализации материала могут быть использованы при поисках медно-никелевых месторождений в регионе. Размах средних содержаний элементов в первичном ореоле достигает значительных величин (см. табл. 2), для многих из них не отмечается направленное изменение. В связи с этим в качестве универсального параметра для сравнения геохимических аномалий в петрографически однородных породах рекомендуется использовать суммарный коэффициент асимметрии, представляющий собой отношение средних и медианных значений к среднему и суммированный по комплексу элементов. Величина этого коэффициента на месторождении максимальна для первого и второго надрудных подгоризонтов.

Рассмотрение системы связей первичного ореола позволяет установить, что существует два набора химических элементов: 1) Cu, Ni, Co, Cr, V, Ba; 2) Zr, Pb, Ti, Zn, Sr. Система связей более устойчива по сравнению

с системой содержаний, и ее использование позволяет фиксировать залежи сплошных сульфидных руд на расстоянии 600 м и более от кровли. В 600 м от кровли залежей характер поведения многих зависимостей резко нарушается, устанавливаются сильные корреляции противоположного знака. Так, связь Ni—Co, Ni—Zn становится резко отрицательной, Ni—Cr — близкой к нулю, появляются нетипичные сильные положительные корреляции Co—Zn, Co—Sr, Zn—Sr, Ba—V, Ba—Ti, Ni—Pb, отрицательные—Mn—Ti, Mn—Zn, Mn—Zr и др. Подобное изменение зависимостей также может быть поисковым признаком на медно-никелевые руды.

Изменение факторных нагрузок также достаточно четко отражает первичный ореол рассматриваемого месторождения (см. рис. 2): для первого фактора отмечаются значительные положительные корреляции с никелем и кобальтом. Пилообразный характер изменения с переходом от отрицательных к положительным нагрузкам фиксируется для Ti, Zr, Zn, V, Mn. Первые три элемента ведут себя достаточно согласованно по разрезу, давая максимумы положительных факторных нагрузок в интервале 250 м (наиболее значительный) и 500 м; четкий минимум по титану, цирконию и цинку наблюдается на расстоянии 400 м от кровли сплошных сульфидных руд. По второму фактору все элементы ведут себя более дифференцировано, титан и хром почти зеркально отражают друг друга. Первый надрудный подгоризонт прослеживается максимальными поло-

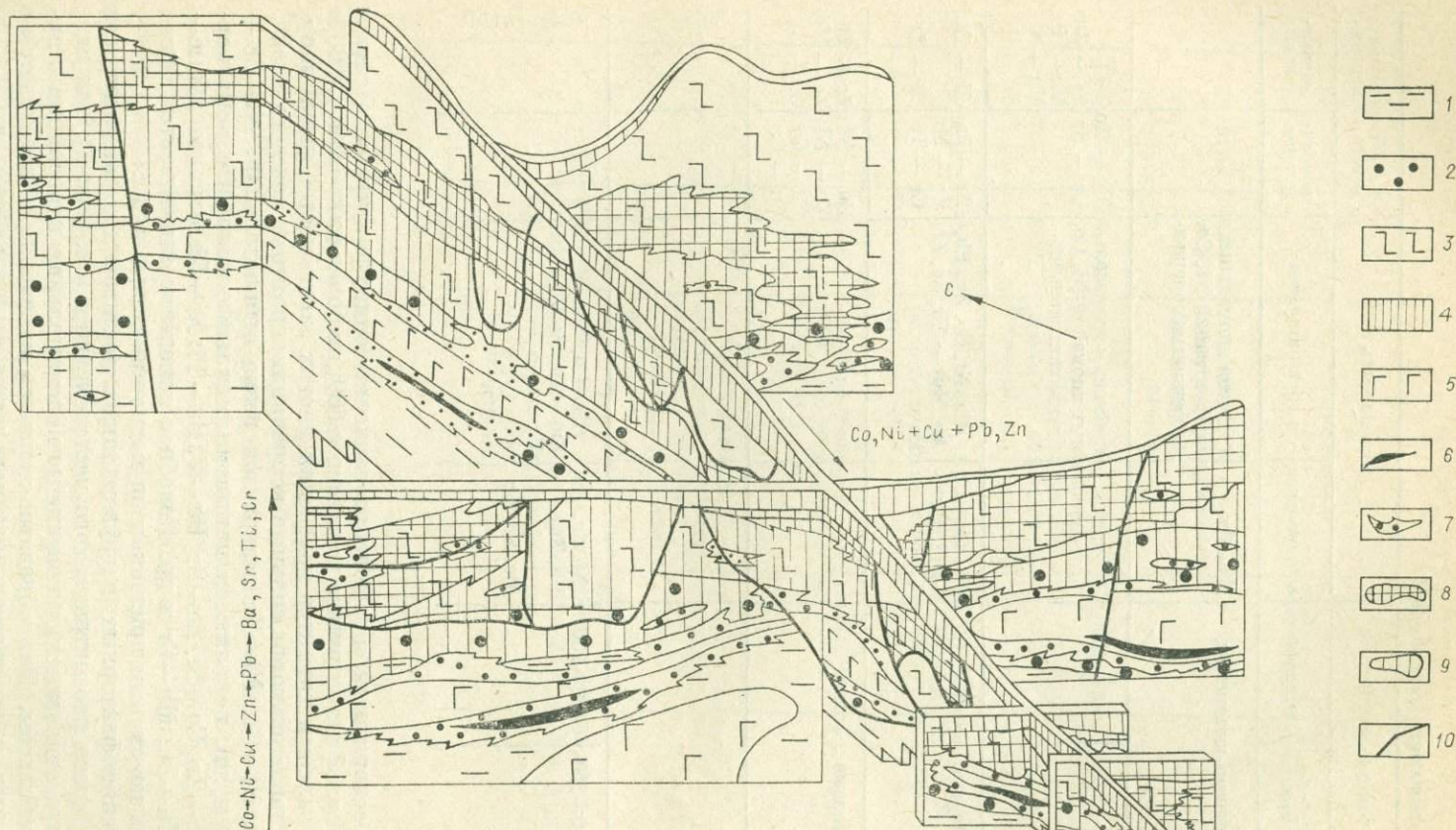


Рис. 1. Схема строения первичного ореола медно-никелевого месторождения норильского типа.

1 — аргиллиты, доломиты, мергели, известняки девона; 2 — песчаники, аргиллиты, алевролиты, каменные угли верхнего карбона — верхней перми; 3 — базальты и туфы нижнего триаса; 4 — четвертичные отложения; 5 — никеленосные дифференцированные интрузии норильского типа; 6 — тела сплошных сульфидных руд; 7 — первичный ореол сульфидных залежей; 8, 9 — ореол никеленосной интрузии (8 — зона концентрации, 9 — зона выщелачивания); 10 — тектонические нарушения.

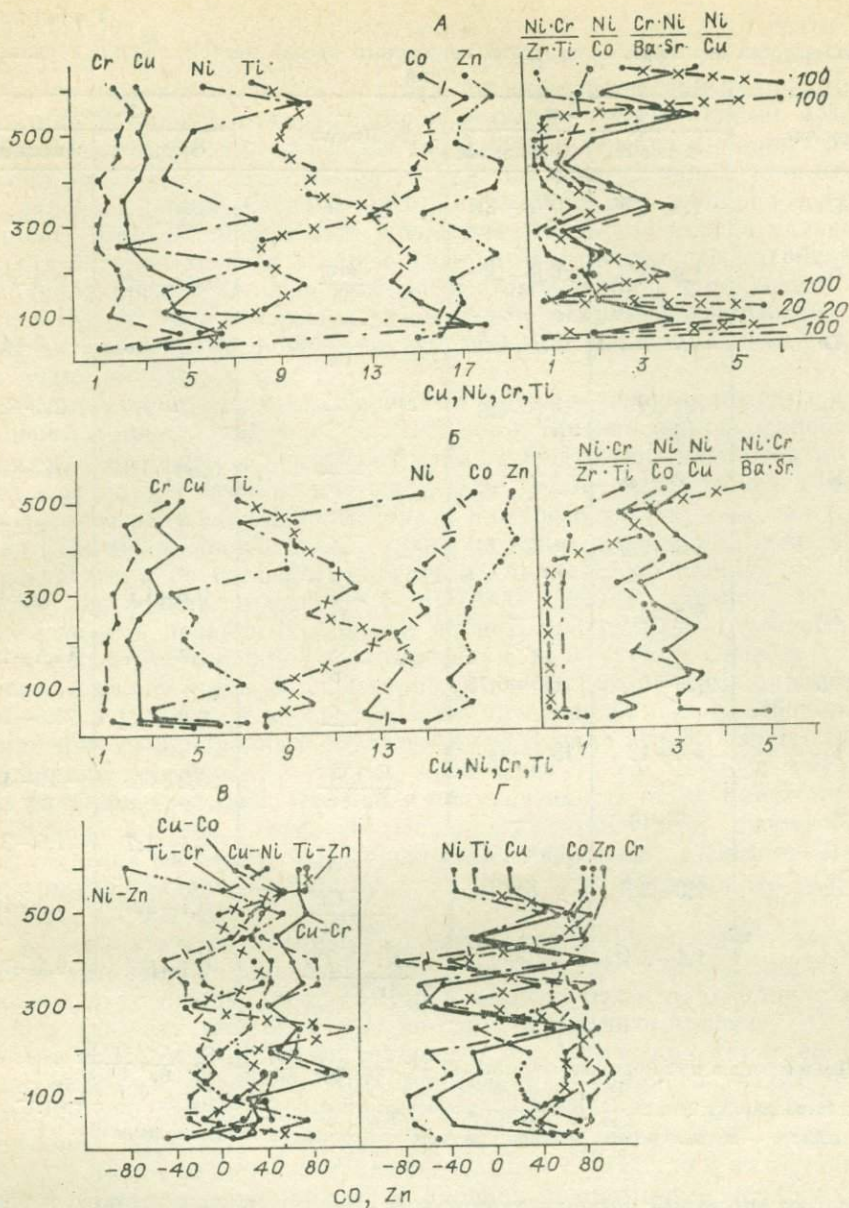


Рис. 2. Закономерности распределения элементов и их отношений (А, Б), коэффициентов корреляции между ними (В) и факторных нагрузок (Г) в первичном ореоле медно-никелевого месторождения норильского типа.

Содержания (%) титана увеличены в 10, хрома — в 100, меди, никеля, кобальта и цинка — в 1000 раз. Значения отношений даны в усл. ед. На схемах А, В, Г по оси ординат — расстояние до кровли интрузии, на схеме В — до кровли сплошных руд.

жительными нагрузками ванадия и также выявляется при рассмотрении поведения элементов в зависимости от расстояния до кровли интрузии.

Горизонтальная зональность первичного ореола месторождения норильского типа от экзоконтактовых руд к надфланговым зонам залежей сплошных сульфидов характеризуется сменой ассоциаций (Ni, Co, Ag, Cu) (Mo, Zn, Pb) (Ba, Sr, Zr, Ti, Cr). Наличие геохимических барьеров (покровов андезитовых и никритовых базальтов, субгоризонтальных зон дробления и т. д.) влечет за собой неравномерное распределение аномалий в первичном ореоле, нарушение его зональности. Установленная авторами зональность ореола отвечает рассчитанному А. А. Маракушевым [1976] ряду подвижности для водно-сероводородных растворов. Более высокая подвижность хрома по сравнению с титаном обусловила наличие отри-

Размах средних значений показателей первичного ореола месторождения норильского типа

Признак	Значения		Признак	Значения	
	Фоновые	Аномальные		Фоновые	Аномальные
Cu	1,9—3,5	4—12,1	$\frac{Ni}{Cu}$	1,2—4,3	—
Ni	1,9—8	9,8—18	$\frac{Mn}{Ti}$	0,08—0,24	0,3—0,45
Co	1,7—3,2	3,7—3,9	$\frac{Cr}{Ti}$	1,4—3,8	6—12
Cr	0,8—3	4,4—4,8	$\frac{Ni}{Cr}$	0,2—1,6	2,1—26,7
Mn	0,6—1,1	1,2—1,5	$\frac{Pb}{Sn}$	0,08—0,34	0,42—2,17
V	1,4—2,2	2,4	$\frac{Ni}{Co}$	1,3—3,7	3,8—5,5
Zn	2,5—4,7	—	$\frac{Cr}{V}$	0,6—1,6	2,5—3,2
Pb	0,26—0,49	0,55—0,75	$\frac{Ni}{Sr}$	1,6—6,4	14,4—19,4
Ti	5,4—12	13,8—14	$\frac{Cr}{Ba}$	0,6—4	5,5—20
Zr	8—16	—	$\frac{Cr \cdot Ni}{Ba \cdot Sr}$	0,2—5	19—151
Ba	1,6—3,8	8,4	$\frac{Co}{W}$	1,1—1,7	1,9—2,7
Sr	1,4—2,4	3	$\frac{Ni \cdot Cr}{Zr \cdot Ti}$	0,1—2,0	4,5—100
			$\frac{Ni \cdot Cr \cdot Co}{Zr \cdot Ti \cdot V}$	0,1—5,7	9,4—733

Примечание. Значения показателей $\frac{Ni}{Cu}$, $\frac{Mn}{Ti}$, $\frac{Ni}{Zr}$, $\frac{Pb}{Zn}$, $\frac{Ni}{Co}$, $\frac{Cr}{V}$, $\frac{Cr}{Ba}$, $\frac{Cr \cdot Ni}{Ba \cdot Sr}$ даны в натуральных величинах; $\frac{Mn}{Sr}$, $\frac{Co}{V}$, $\frac{Ni \cdot Cr}{Zr \cdot Ti}$ увеличены в десять; Cr, V, Ba, Sr, $\frac{Cr}{Ti}$, $\frac{Ni \cdot Cr \cdot Co}{Zr \cdot Ti \cdot V}$ — в сто, остальные — в тысячу раз. Прочерк означает отсутствие аномальных значений.

цательных аномалий первого элемента и положительных второго в третьем и только положительных первого в четвертом надрудных горизонтах. Установленная ведущая роль хрома в составе первичных ореолов месторождений норильского типа полностью отвечает известной для Седбери. Мощность отдельных аномальных зон в первичных ореолах колеблется от десятков сантиметров до 300 м, протяженность по падению до 3000 м, а по восстанию до 1500 м. Выполненные геохимические поиски в зоне глубинного Норильского разлома, к которому приурочены все месторождения, позволили установить, что при резко возрастающей в ее пределах миграции рудных и сопутствующих элементов аномалии картируются при залегании никеленосных массивов на глубинах до 2000 м; при этом намечается следующий ряд элементов по миграционной способности: Co—Pb—V—Ti, Mn, Zr—Ni, Cu, Cr, Zn. Аномалии последних четырех элементов выявляются даже на расстоянии 2500 м от возмущающих объектов.

Первичные ореолы на рудопроявлениях других типов региона отличаются от рассмотренного выше. Так, на рудопроявлениях курейского типа надрудный горизонт, охватывающий породы верхнего экзоконтакта, характеризуется понижением содержаний рудных элементов в толще мощ-

ностью до 100 м и наличием слабо контрастных аномалий Cu, Zn и Pb в его верхней части. Подрудный горизонт ореола близок к таковому норильского типа и представлен метасоматитами с вкрапленностью халькопирита, пирротина и шпирита, отличающимися высокими содержаниями меди (до 0,5%), никеля (до 0,3%), кобальта (до 0,025%), серебра и свинца. Вертикальная зональность выражается в смене по мере удаления вниз от рудных залежей никель-кобальт-серебряных аномалий свинцово-медными. Мощность этой части ореола не превышает 10 м, она иногда удалена от нижнего экзоконтакта на 5—10 м. Основным отличием рассматриваемого первичного ореола от подобных на месторождениях норильского типа является отсутствие в верхнем экзоконтакте интрузий контрастных аномалий титана и хрома, образующихся лишь при наличии залежей сплошных медно-никелевых руд.

Установление различий первичных ореолов медно-никелевых месторождений и проявлений разного масштаба и типовой принадлежности, их значительные размеры позволяют рекомендовать метод поисков по первичным ореолам в качестве ведущего. При геохимических поисках по первичным ореолам необходимо выявлять в разрезе зоны обогащения и обеднения рудными компонентами, а также их локальные линейные аномалии. Для решения первой задачи достаточным является проведение литохимического опробования масштаба 1 : 100 000. Однако, учитывая большую протяженность первичных ореолов по падению рудно-интрузивных систем, а также значительную геохимическую контрастность пород, локализующихся над их осевыми и фланговыми участками, профили опробования необходимо задавать и по простиранию вмещающих толщ с отбором проб литологически однородных образований. Решение второй задачи требует выполнения детальных, с отбором проб через 3—5 м, геолого-геохимических разрезов-профилей. Известная приуроченность медно-никелевых месторождений к зонам глубинных разломов позволяет резк сузить площади проведения геохимических поисков и разрядить сеть профилей. Последнее следует закладывать вкрест указанных зон, оптимальная сеть проботбора $1 \times 0,2$ км.

К результатам выполненного опробования применяется апробированный авторами комплекс методических приемов, заключающийся в построении карт тренда, тренд-факторов, аддитивных и мультипликативных преобразованных факторов по методу «исключительности» [Садиков, 1979], а также в сравнении полученных статистических характеристик с номограммными данными. При проведении глубинного геохимического картирования предложенные приемы позволяют оценивать влияние возмущающих объектов, прослеживать затухание ореолов к поверхности, наносить на карты «просвечивающие ореолы» с указанием их глубины залегания. Геохимические схемы по первичным ореолам — важная составная часть прогнозных геохимических карт, методика построения которых рассмотрена ранее [Додин и др., 1979].

Проведение широких геохимических поисков по первичным ореолам с учетом изложенных материалов приведет к открытию новых месторождений, как на неисследованных территориях (например, Таймырский регион), так и в районах, где запасы меди и никеля постепенно исчерпываются (Северо-Сибирский, Печенгский, Канадский и другие регионы).

ЛИТЕРАТУРА

- Додин Д. А., Шатков В. А., Садиков М. А. и др. Принципы, методы составления и возможности использования разномасштабных прогнозных геохимических карт. — В кн.: Геохимические карты и их использование при поисках рудных месторождений. Хабаровск, 1979, с. 71—73.
- Маракушев А. А. Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного сульфидного оруденения. — Геол. рудн. месторожд., 1976, № 6, с. 3—17.
- Садиков М. А. Обоснование применения метода «исключительности» при прямых поисках месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Математические методы при прямых поисках месторождений полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1979, с. 29—30.

П. В. КОМАРОВ
(СССР)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПОИСКОВ

Актуальная задача, стоящая перед геологической службой нашей страны, — ускорение поисков полезных ископаемых, особенно месторождений, не обнажающихся на земной поверхности. Один из путей, способствующих решению этой задачи, — широкое внедрение скоростного, в том числе бескернового, бурения скважин и использование физических методов экспрессного количественного анализа.

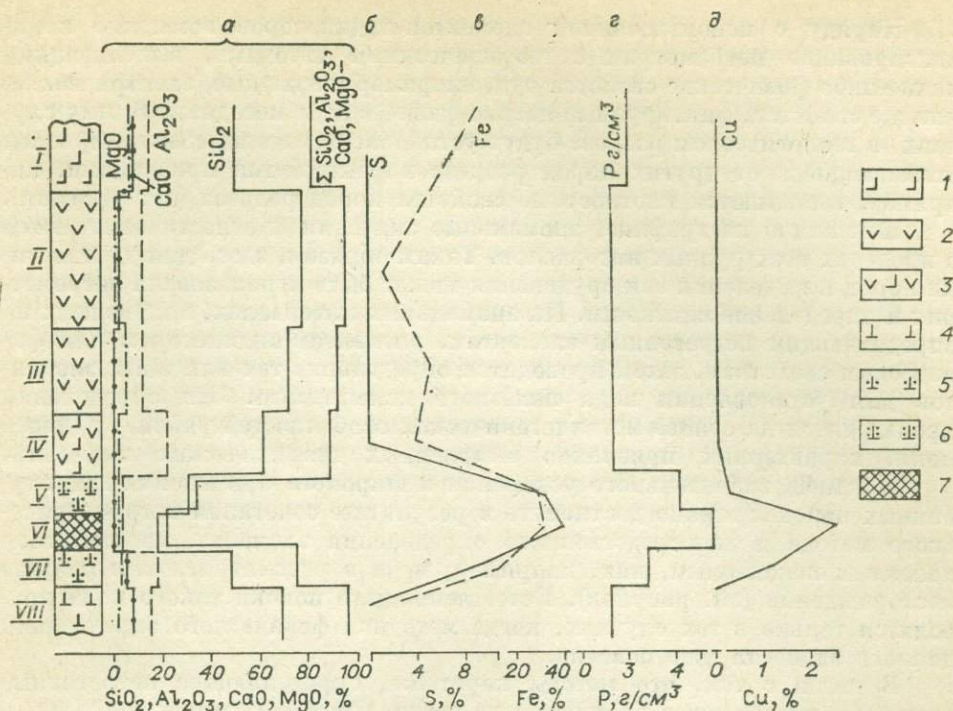
В этих условиях широко может быть использован предлагаемый метод обнаружения рудных тел по определяющим петрогенным элементам [Комаров, 1978] *. Коротко этот метод поисков может быть назван петрометрическим, или просто петрометрией. Сущность метода заключается в том, что по шламу бескерновых скважин, а также порошковым пробам, с помощью экспрессных физических методов или при каротаже стенок скважин, определяются содержания SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и MgO . Содержание, сумма и соотношение этих окислов позволяют произвести петрохимическое расчленение геологического разреза, а также выделить массивные рудные тела или зоны богатой вкрапленности, если они окажутся в исследуемой скважине, исключая возможность пропуска тел как металлических, так и неметаллических полезных ископаемых. Установив в породах разреза данной скважины четыре определяющих петрогенных окисла, диагностируем эти породы, а на интервалах с резко понизившейся их суммой (менее 60%) вероятно наличие массивных рудных тел и зон богатой вкрапленности. Это могут быть руды железа, марганца, хрома или меди, как в нашем примере (см. рисунок, а, интервалы V, VI) и мн. др.

Если породы разреза известны, но необходимо изучение определенных окolorудных изменений, таких как окварцевание, карбонатизация, определяются только Si или Ca, так же как при прослеживании зон альбитизации или калишпатизации устанавливаются содержания Na или K, т. е. в этих случаях используются те петрогенные элементы, которые служат индикаторами ореолов окolorудных метасоматитов.

Для обнаружения зон с бедной рудной вкрапленной минерализацией, содержание полезных элементов в которых составляет единицы или доли процента, после установления петрогенных элементов, следует воспользоваться определениями фтора и (или) серы.

Роль фтора и серы, как наиболее общих индикаторов разнообразного оруденения, очень велика. Распространенность этих элементов в анионной части рудоносных растворов и устойчивость в изменяющихся геологических условиях обусловили их частое присутствие в составе минералов руд, жильных минералов и окolorудных метасоматитов, причем нередко в значительных концентрациях. Указанные особенности фтора и серы послужили основанием для создания фторо- и сульфометрического методов поисков [Комаров, 1978]. Установление аномальных содержаний фтора при поисках, кроме фторных месторождений, позволит выделять подав-

* Комаров П. В. Поиски оруденения по петрогенным элементам, фтору и сере. М.: Наука, 1978. 146 с.



Распределение окислов кремния, алюминия, магния и кальция (а), серы (б), железа (с), меди (г) и изменение плотности (д) в разрезе колчеданного месторождения.

1 — туфы базальтов; 2 — кварцевые липарит-дациты; 3 — андезит-дациты; 4 — кварц-серицитовая порода; 5 — кварц-серицитовая порода с бедной вкрапленностью сульфидов; 6 — кварц-серицитовая порода с богатой вкрапленностью сульфидов железа и меди; 7 — массивное рудное тело. Римские цифры слева — номера интервалов.

ляющее большинство месторождений редких металлов. По аномалиям серы обнаруживаются месторождения цветных металлов, а также месторождения других элементов за счет присутствия в них содержащих серу минералов, чаще всего сульфидов. В нашем примере интервал бедной вкрапленной минерализации сульфидов железа и меди четко выделяется по аномальным содержаниям серы (см. рисунок, интервал VII). Таким образом, использование методов петрометрии и сульфо-фторометрии способствует обнаружению очень большого числа месторождений, представленных как массивной, так и вкрапленной минерализацией.

Комплексирование петрометрического метода с методами, использующими другие индикаторы оруденения, необходимо тогда, когда фтор и сера не эффективны из-за малых содержаний или не могут применяться по другим причинам. В этих случаях вместе с петрогенными элементами с успехом используются индикаторы более локального значения, являющиеся устойчивыми спутниками рудных образований только данного региона, рудного поля или месторождения определенного полезного ископаемого. Например, для золотых месторождений отдельных регионов эффективными индикаторами служат такие элементы-спутники, как мышьяк и сурьма, а для фосфоритовых хороший индикатор не только фтор, но и уран. Для молибденового оруденения нередко благоприятны зоны калишпатизации, а интересные в промышленном отношении рудные тела зоны окисления часто ограничиваются железными «шляпами». В примере медно-колчеданного месторождения, рассматриваемом в статье, подобным индикатором рудных тел может быть железо (см. рисунок). По аномальным содержаниям железа выделяются не только богатые руды, но и зона сравнительно бедной вкрапленной минерализации (см. рисунок, интервал VII). Таким образом, индикаторами оруденения при поисках указанных месторождений будут мышьяк, сурьма, уран, железо и другие, по повышенным содержаниям которых выделяются аномальные зоны.

Наряду с использованием элементов-индикаторов возможно комплексование петрометрии с геофизическими методами, выделяющими какие-либо физические свойства руд, например магнитные, электрические, или же свойства, фиксируемые ядерно-физическими методами. В этих случаях в геологическом разрезе будут установлены аномальные интервалы, отличающиеся от других пород разреза характерными признаками, например, выявляются плотностные свойства пород разреза (см. рисунок).

Как видно на графике, аномальные значения плотности отмечаются в пределах всех рудных интервалов. Таким образом, здесь для диагностики пород и выделения зон оруденения может быть использована петрометрия и определение плотности. На аномальных интервалах, полученных по определяющим петрогенным элементам, элементам-индикаторам или физическим свойствам, затем проводится определение тех или иных элементов для установления вида полезного ископаемого. Эти определения производятся на основе металлогенических особенностей района, рудного поля, характерных признаков выявленных геофизических аномалий.

Наконец, значительного ускорения и широкого применения при глубинных поисках можно достигнуть в результате сочетания петрометрического метода и непосредственного определения элемента, являющегося полезным ископаемым, как, например, меди в рассматриваемом разрезе месторождения (см. рисунок). Естественно, что поиски такого рода проводятся только в тех случаях, когда методика физического определения данного элемента уже освоена.

В связи с тем, что методы каротажа, определяющие петрогенные элементы, в настоящее время еще не достигают необходимой точности, в данной статье основное внимание обращено на возможность поисков с помощью передвижных станций, осуществляющих экспрессный анализ петрогенных и других элементов по шламу или порошковым пробам. Первые макеты полевых станций для этих целей уже созданы во ВНИИЯГГ Министерства геологии СССР. Поиски месторождений с применением подобных станций будут наиболее эффективны при бурении бескерновых скважин шарошками с выдачей шлама.

Намечается широкая возможность комплексования поисковых методов, анализирующих вещество по шламу или порошковым пробам, с методами каротажа, которые позволяют определить ряд элементов, являющихся индикаторами оруденения или образующих полезное ископаемое. Следует заметить, что на основе обязательных видов каротажа, сопровождающих бескерновое бурение, можно более четко выделять слои пород различного состава и в связи с этим сокращать число проб на петрогенные элементы.

В результате использования предлагаемых методов осуществляется ускорение поисковых и разведочных работ. При поисках фосфоритовых месторождений на большой площади (например, Узбекистан, Актюбинская область) бурение бескерновых экспрессных скважин шарошками, пневмоударниками или гидробурами в обводненных участках, займет много меньше времени по сравнению с обычным керновым бурением. Еще меньше времени понадобится для анализа петрогенных элементов и фтора на наземных полевых станциях или фтора с помощью каротажа. Учитывая, что фтор имеет прямую корреляцию с фосфором, определение петрогенных элементов и фтора позволит быстро получить информацию как о геологических разрезах, так и о содержании фосфора в пересекаемых рудных телах. Еще более эффективны предлагаемые методы при поисках и разведке глиноземного сырья. При поисках и разведке металлических ископаемых наряду с экспрессным определением петрогенных элементов выявляются и эффективные рудные элементы-индикаторы. Если исходить из особенностей рудной минерализации, можно использовать различные сочетания, например, варианты MgO , CuO , Al_2O_3 , SiO_2 , S; MgO , CaO , Al_2O_3 , SiO_2 , P, Cu, и т. д.

Как видно из изложенного, предлагаемые методы используют геохимические закономерности, позволяющие получить информацию о составе

пород и оруденения по наименьшему количеству химических элементов. В данном случае учитывается и то, что существующие полевые физические приборы одновременно производят количественный анализ лишь небольшого числа элементов или часто только одного элемента. При рассматриваемых поисках и разведке с использованием бескернового бурения определение петрогенных элементов постоянно ставится на первое место. Это делается потому, что кроме выделения рудных тел, которые в данной бескерновой скважине могут и отсутствовать, определение петрогенных элементов позволяет получить геологические данные об исследуемом разрезе, значимость которых, особенно на новых площадях, несомненна.

В заключение можно сказать следующее. Преимущество петрометрии заключается в том, что она позволяет значительно ускорить поиски твердых полезных ископаемых. Рассматриваемые методы дают возможность уже в поле получить более полное представление о составе различных геологических образований и, следовательно, о процессах, связанных с проявившейся минерализацией. Названные методы могут с успехом применяться при проверке многочисленных аномалий, при глубинной геологической и геохимической съемках, поисково-оценочных работах.

Б. А. СУДОВ
(СССР)

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ЙОДА И БРОМА РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Предположение о наличии первичных ореолов йода и брома эндогенных рудных месторождений было высказано Н. И. Сафроновым [1962]. Они впервые установлены на гидротермальных месторождениях Армении [Лапц, Судов, 1963]. Этими работами обосновано участие йода и брома в эндогенном рудообразовании, доказана их высокая миграционная способность в первичных ореолах и эффективность при поисках глубокозалегающих месторождений.

Позднее первичные ореолы йода установлены и изучены более чем на 100 рудных месторождениях в СССР, первичные ореолы брома более чем на 20 рудных месторождениях, различающихся составом и возрастом руд, температурой их образования [Миллер и др., 1968; Вардanian, 1972; Судов, 1979; Трофимов, Рычков, 1979; и др.]. Во всех случаях первичные ореолы йода и брома имели существенно большие размеры, чем первичные ореолы других элементов-индикаторов руд. Имеются также сведения об установлении и изучении первичных ореолов йода и брома в США [Левинсон, 1976], в Австралии [Hesp, Rigby, 1973], в Новой Зеландии [Weissberg, 1969 и др.].

Обобщение проведенных исследований [Сафронов и др., 1970; Судов, 1981] позволяет сформулировать основные закономерности образования первичных ореолов йода и брома и осветить вопросы их использования при поисках глубокозалегающих скрытых эндогенных рудных месторождений. Наиболее важными из них представляются следующие: физико-химические основы образования первичных ореолов йода и брома; формы нахождения этих элементов в рудах и их первичных ореолах; поисковые особенности модели первичных ореолов йода и брома.

ОБРАЗОВАНИЕ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ЙОДА И БРОМА

Термодинамические свойства йода и брома при температурах и давлениях, характерных для эндогенного рудообразования, определяют высокую степень взаимодействия их с большинством металлов в процессах переноса последних в магматических расплавах в форме галоидно-

Термодинамические свойства некоторых йодидов и бромидов металлов
[по Уиксу, Блоку, 1965]

Соединения	Температура, К	Стандартная молярная энтальпия H_f° , ккал/моль	Стандартная молярная свободная энергия G_f° , ккал/моль	Энтропия S_f°	Температура плавления, К	Температура кипения, К
CuI	298	-16,5	-17,0	23,1	861	1480
	500	-23,4	-16,1	29,95		
	1000	(-18,5)	(-9,5)			
	1500	(+11,5)	(-5,8)			
CuBr	298	-25,4	-24,4	22,97	761	1591
	500	-28,4	-21,5			
	1000	-24,0	-17,0			
	1500	-24,9	-13,4			
PbI ₂	298	-41,85	-41,55	42,3	685	1145
	500	-55,85	-39,15	52,54		
	800	-48,2	-30,2	72,9		
PbBr ₂	298	-66,21	-62,25	38,6	761	1187
	500	-73,15	-55,65	48,66		
	1000	-66,4	(-39,65)	(69,8)		
HgI	298	-14,45	-11,9	28,6	563	
	500	-21,45	-17,1	35,43		
HgBr	298	-24,47	-21,2	26,7	680	
	500	(-27,45)	(-16,6)			
AgI	298	-22,3	-23,3	27,6	830	1779
	500	-27,55	-23,3	38,38		
	1000	(-24,55)	(-18,95)	(49,1)		
	1500	(-25,8)	(-16,1)	(55,2)		
AgBr	298	-20,06	-19,2	25,6	703	(1810)
	500	-23,2	-16,75	32,81		
	1000	(-18,7)	(-12,3)	(47,0)		

Примечание. В скобках приведены расчетные данные.

водородных соединений и в постмагматических растворах в форме галоидных соединений и комплексов.

О высокой способности галогенов к взаимодействию с большинством элементов говорит тот факт, что в металлургии на основе этих свойств галогенов, и прежде всего йода, существует йодидный метод очистки металлов. Термодинамические свойства йода и брома позволяют им взаимодействовать с металлами в широком диапазоне температур (табл. 1).

Йод и бром непосредственно не реагируют с большинством окислов, за исключением окислов щелочных и щелочно-земельных металлов, а также окислов серебра и меди, имеющих высокое сродство к йоду. Они не вступают в реакцию с азотом, кислородом, серой, селеном и углеродом. Это определяет их геохимическое поведение в процессах рудообразования, когда они высвобождаются из соединений с металлами. Сравнительно низкие значения энтальпии и свободной энергии образования (см. табл. 1) и низкие значения (0,45—0,51) ионных потенциалов (отношение заряда иона к его радиусу) при большом размере (2,20 и 1,96) ионного радиуса препятствуют образованию самостоятельных минеральных форм или изоморфному вхождению йода и брома в кристаллические решетки других минералов. Поэтому, оставаясь не связанными, они за счет существующих

Основные сведения о методах определения йода и брома [Миллер и др., 1968]

Элемент	Вид анализа	Навеска, г	Чувствительность определения, %	Погрешность определения, %	Кларк земной коры, %
Йод	Валовое определение	0,5	$1 \cdot 10^{-5}$	20	$4 \cdot 10^{-5}$
	Хлор-калиевая вытяжка	50	$4 \cdot 10^{-7}$	10	
Бром	Валовое определение	0,5	$1 \cdot 10^{-4}$	50	$2,1 \cdot 10^{-4}$
	Водная вытяжка	50	$5 \cdot 10^{-6}$	20	

в очаге рудообразования градиентов температуры, давления и концентрации рассеиваются во вмещающих породах, образуя первичные ореолы.

Общей геохимической тенденцией йода и брома является рассеяние, ведущее к повышению энтропии по мере движения к поверхности Земли (см. табл. 1) и увеличению валентности (степени окисления) от -1 до $+7$. В ходе процессов рассеяния йод и бром образуют протяженные первичные ореолы.

ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЙОДА И БРОМА В ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛАХ И ИХ ОПРЕДЕЛЕНИЕ

Формы нахождения йода и брома в эндогенных процессах изучались неоднократно. Работами А. П. Виноградова [1964] по зонной плавке показано, что основной формой нахождения йода и брома, как и других галогенов, в магматических процессах являются галоидно-водородные соединения. В результате дифференциации вещества мантии на туго- и легкоплавкую фазы происходит дегазация галогенов в виде HF, HCl, HBr и HI. Эти экспериментальные данные подтверждаются наблюдениями за газовой фазой вулканических извержений [Никитина, Меняйлов, 1977; White, 1968; Honda, 1970].

А. Д. Миллер с соавторами [1968] изучил формы нахождения йода и брома и установил, что практически единственной формой их нахождения в первичных ореолах рудных месторождений являются йодид- и бромид-ионы в поровой и пленочной воде горных пород. Такая форма нахождения предполагает высокую подвижность йода и брома во времени, что приводит к формированию «оторванных» первичных ореолов, которые особенно характерны для более древних месторождений. Это позволяет использовать для выявления первичных ореолов йода и брома более производительные методы анализа, основанные на вытяжках этих элементов из горных пород (табл. 2).

Для определения йода в настоящее время разработан более производительный автоматизированный метод [Fuge e. a., 1978]. Для определения брома может быть использован также электрохимический метод с применением ионселективного электрода. Указанные методы позволяют уверенно выявлять первичные ореолы йода и брома в различных формах нахождения.

МОДЕЛЬ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ ЙОДА И БРОМА И ЕЕ ПОИСКОВЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Модель первичных ореолов йода и брома неоднократно описывалась различными исследователями, но наиболее удачно она отражена в схеме формирования первичного ореола рудных месторождений, предложенной А. П. Солововым [1966]. Последующие работы уточняли ее отдельные де-

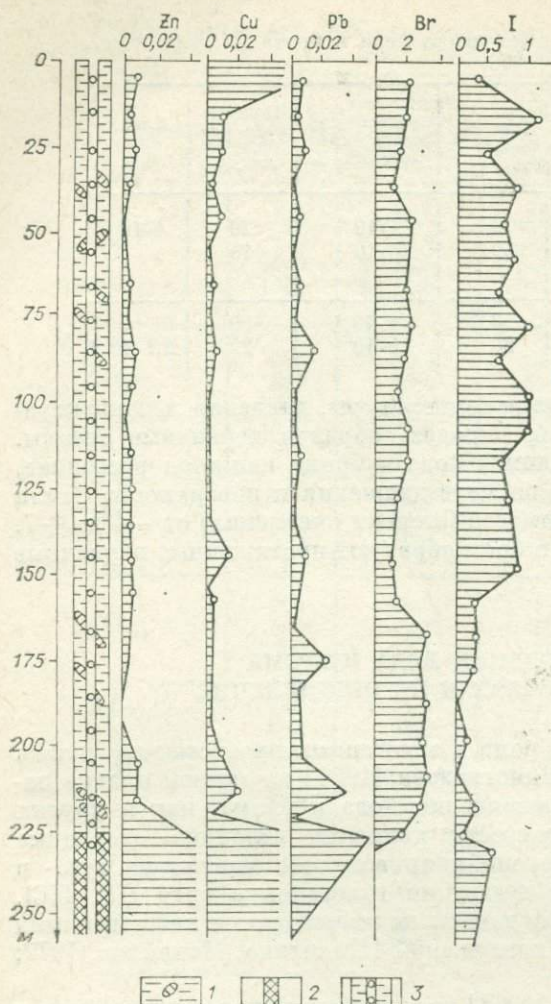


Рис. 1. Распределение цинка, меди и свинца (%), брома и йода (мкг/г) по скважине, вскрывшей рудное тело на Физличайском колчеданно-полиметаллическом месторождении (Кавказ).

1 — песчано-глинистые отложения; 2 — рудное тело; 3 — точки отбора геохимических проб по разрезу скважины.

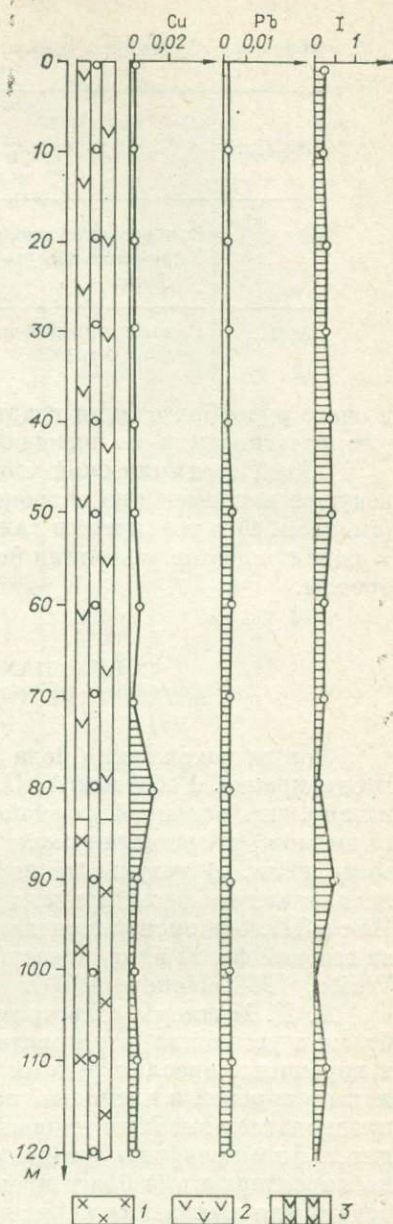


Рис. 2. Распределение меди, свинца (%) и йода (мкг/г) по скважине, пройденной на безрудном участке Ахтальского полиметаллического месторождения (Кавказ).

1 — кварцевые порфиры; 2 — порфиры; 3 — точки отбора геохимических проб по разрезу скважины.

тали. В частности, установлено, что на месторождениях металлов, имеющих химическое сродство к йоду и бромю (серебро, медь и др.), а также месторождениях, сформировавшихся в несколько этапов, повышенные содержания йода и брома могут отмечаться в рудах и окорудной зоне первичных ореолов. Установлены также первичные ореолы на ряде месторождений в подрудной толще.

Все это позволяет изобразить обобщенную модель первичных ореолов эндогенных рудных месторождений в виде вертикального (по ориентировке длинной оси) эллипсоида рассеяния с соотношением осей $a : b : c = 6 : 1 : 1$ и центром рассеяния (рудным телом) в его нижнем фокусе.

Распределение йода и брома в первичных ореолах характеризуется следующими особенностями. Рудные тела и окорудная (внутренняя) зона первичных ореолов характеризуются минимальными содержаниями

йода (0,1—0,5 мкг/г) и брома (1—2 мкг/г). Иногда, как указывалось выше, содержания йода составляют 1—2, а брома — до 8 мкг/г. Промежуточная и внешняя зоны первичных ореолов характеризуются повышенными содержаниями йода (0,6—5 мкг/г) и брома (3—16 мкг/г).

Для иллюстрации модели приводится два примера, показывающие распределение йода и брома в разрезах скважины, вскрывающей рудное тело, и скважины, пробуренной на безрудном участке.

На рис. 1 приведено распределение йода и брома, а также цинка, меди и свинца в надрудной толще песчано-сланцевых отложений, вмещающих Филлизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение (Кавказ). Как видно, развитие первичных ореолов цинка, меди и свинца ограничивается 10—25 м вверх от рудной залежи с содержаниями (г/т) соответственно 80—100 (30), 50—100 (30) и 50—300 (20). В скобках приведен геохимический фон элементов. Первичный ореол брома обнаруживается на расстоянии 70 м вверх от рудного тела с содержаниями до 2 мкг/г (фон — 1 мкг/г). Первичный ореол йода фиксируется практически во всей надрудной толще, т. е. на расстоянии 225 м вверх от рудного тела. Содержания йода в ореоле составляют 0,48—1,12 мкг/г (фон — 0,36 мкг/г).

На рис. 2 для сравнения приведено распределение йода, а также меди и свинца по разрезу «безрудной» скважины, пробуренной в районе Ахтальского полиметаллического месторождения (Кавказ). Здесь распределение всех элементов соответствует их геохимическому фону для пород района.

Первичные ореолы (см. рис. 1) образуются диффузионным путем, а йод и бром являются практически единственными элементами-индикаторами глубокозалегающего скрытого рудного тела. Опыт работ, проведенных в различных районах СССР, показывает, что диффузионные первичные ореолы йода обычно устанавливаются на расстояниях (по вертикали) 100—300 м от скрытых рудных тел, брома — на расстояниях 50—200 м. Можно ожидать, что инфильтрационные ореолы этих элементов распространяются на значительно большие расстояния. Имеются сведения об установлении инфильтрационных первичных ореолов йода на расстоянии 800—1000 м.

ЛИТЕРАТУРА

- Вардаиян К. Р. Опыт применения йодометрии для поисков медных руд в Армянской ССР. — В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1972, с. 87—91.
- Виноградов А. П. Газовый режим Земли. — В кн.: Труды геохимической конференции «Химия земной коры». Т. II. М.: Наука, 1964, с. 5—21.
- Лапи М. А., Судов Б. А. Поиски глубокозалегающих рудных тел и месторождений по ореолам элементов широкого рассеяния. — Сов. геология, 1963, № 10, с. 113—119.
- Левинсон А. А. Введение в поисковую геохимию. М.: Мир, 1976. 499 с.
- Миллер А. Д., Шнейдер Л. А., Вычужанина И. П., Крылова Л. Я. Методы определения общего содержания и подвижной фазы йода и брома в горных породах и природных водах для целей геохимических поисков. Л.: изд. ВИТР, 1968. 55 с.
- Никитина Л. П., Меньяйлов И. А. Вынос рудного вещества магматическими газами на большом трещинном Толбачинском извержении в 1975—1976 гг. — В кн.: Основные параметры природных процессов рудообразования. Ч. 1. Новосибирск: Наука, 1977, с. 21—23.
- Сафронов Н. И. К теории первичных ореолов рассеяния рудных месторождений. — В кн.: Труды ВИТР. № 5. Л.: Госгеолтехиздат, 1962, с. 133—155.
- Сафронов Н. И., Лапи М. А., Мещеряков С. С. Научные основы поисков глубокозалегающих месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. 1. Иркутск, 1970, с. 37—78.
- Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. — Геол. рудн. месторожд., 1966, т. 8, № 3, с. 72—83.
- Судов Б. А. Первичные ореолы йода и брома рудных месторождений Закавказья. — В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Вып. XXI(14). Тбилиси: Сабоота, Сакартвело, 1979, с. 155—160.
- Судов Б. А. Геохимические поиски скрытых рудных месторождений по первичным ореолам йода и брома. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Ч. 2. Новосибирск: Наука, 1981.

- Трофимов Н. Н., Рычков А. И. Геохимические поля элементов широкого рассеяния и поиски глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Недра, 1979. 172 с.
- Уикс К. Е., Блок Ф. Е. Термодинамические свойства 65 элементов, их оксидов, галогенидов и нитридов. М.: Металлургия, 1965. 240 с.
- Fuge R., Johnson C. C., Phillips W. I. An automated method for the determination of iodine in geochemical samples.— *Chemical geology*, 1978, v. 23, N 3, p. 255—265.
- Hesp W. R., Rigby D. Cluster analysis of rocks in the New England igneous complex New South Wales, Australia.— In: *Geoexploration*, 1972. Proceedings 4th International Symposium, London, 1973, p. 221—235.
- Honda F. Geochemical study of iodine in volcanic gases. II. Behavior of iodine in volcanic gases.— *Geochem. journ.*, 1970, v. 3, N 4, p. 201—211.
- Weissberg B. G. Gold-silver grade precipitates from New Zealand thermal waters.— *Econom. geol.*, 1969, v. 64, N 1, p. 95—108.
- White D. E. Hydrology, activity and head flow of the Steamboat Springs thermal System, Washoe County, Nevada.— U. S. geological survey. Professional papers. 1968.

Н. Н. СОЧЕВАНОВ

(СССР)

ВЫБОР ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ РАСЧЕТАХ РЯДОВ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Расчеты геохимической зональности по нескольким десяткам месторождений указали на существование, по крайней мере, двух вопросов, по которым нет единого мнения среди геохимиков.

Первый: какие критерии следует применять для выбора элементов, подлежащих включению в ряд геохимической зональности.

Второй: существуют ли ураганные пробы при геохимическом опробовании и следует ли их учитывать.

При выборе элементов, которые следует включать в ряд геохимической зональности, обычно исходят из наиболее вероятной геохимической ассоциации, характерной для данного формационного типа. При неуставленном типе месторождения, на начальной стадии его оценки, используется метод аналогии. Под геохимической ассоциацией понимается пространственная совокупность из 3—4 и более элементов, характеризующихся аномальными содержаниями, каждый из которых имеет значимую корреляционную связь со всеми элементами ассоциации. В числе элементов, входящих в ассоциацию, есть так называемые узловые элементы, имеющие максимальное количество значимых корреляционных связей и объединяющие данную ассоциацию с другой или с элементами, не входящими в ассоциацию.

При выборе элементов для расчетов рядов геохимической зональности существуют критерии, которые позволяют ограничить круг элементов, вводимых в расчеты ряда.

1. Элемент исключается из расчета при значительном проценте проб, имеющих значения «не обнаружено», «следы» и остальных анализах, близких к пределу (один — два первых интервала) чувствительности используемого метода. Оценить приуроченность этого элемента к над- или подрудной группе приблизительно можно по пространственному положению его ореола в разрезе.

2. Элемент определяется достаточно надежно, но в пределах изученного интервала глубин, по которому производится расчет зональности, содержание элемента изменяется в небольших пределах (менее 2—3-кратной величины). Сопоставляться должны именно содержания, так как продуктивности ореола могут колебаться в больших пределах за счет мощности.

3. Элемент характеризуется неустойчивостью в ряду зональности. Это устанавливается при сопоставлении рядов зональности, вычисленных по нескольким разрезам. Степень неустойчивости элемента может быть

установлена и по одному разрезу, если опробованных горизонтов больше шести. В этом случае может быть сделан расчет по четным и нечетным горизонтам. Неустойчивым считается элемент, который в частных рядах зональности (по отдельным разрезам) переходит из числа нижнерудных в группу среднерудных элементов или из последних в верхнерудную.

4. Ореолы основных рудных и элементов-индикаторов пространственно отделены от ореолов рассматриваемого элемента. Значимые корреляционные связи во всех сечениях между содержаниями оцениваемого и упомянутых выше элементов отсутствуют. В этом случае элемент должен рассматриваться как не имеющий отношения к процессу рудообразования, поэтому, как и в предыдущих случаях, нет основания включать его в ряд зональности. Элементы, имеющие значимые отрицательные связи с рудными или сопутствующими элементами, могут рассматриваться как важные индикаторы, характеризующие вынос вещества из околорудной зоны, и их положение в ряду зональности существенно.

5. Элементы, содержания или продуктивности которых по изучаемому интервалу глубин дают два максимума или более, должны отмечаться в ряду зональности соответственно в двух местах. Обычно они связаны с отложениями разных минералов (станнин, касситерит; вольфрамит, шеелит; и т. д.). Их использование в индикаторных отношениях затруднено, так как изменение величины отношения по падению не будет изменяться монотонно. Только проверка монотонности индикаторного отношения при подсчете его величины для разных горизонтов показывает рациональность использования этих элементов для оценки первичных ореолов.

При оценке средних содержаний и продуктивностей ореолов, необходимых для расчета ряда геохимической зональности, обычно включаются все пробы, попадающие в пределы ореола или рудной структуры. При одинаковом интервале опробования вычисляется среднее содержание, при неравномерном шаге опробования определяется средневзвешенное содержание.

При малоконтрастных изменениях содержаний элементов в пределах 0,5—1,5 порядков появление даже одиночной пробы, отличающейся на 2—3 порядка от остальных, существенно сказывается на положении элемента в ряду зональности. Так, при расчете зональности по шведскому полиметаллическому месторождению Гарпенберг-Норре высокое содержание вольфрама (более 1%) в одной пробе на верхних горизонтах привело к тому, что элемент попал в число надрудных элементов. При исключении этой пробы вольфрам, как и на остальных разрезах, попал в число подрудных элементов.

Возникает вопрос: всегда ли следует принимать аномально-высокое содержание элемента при расчете геохимической зональности, или в некоторых случаях это содержание нужно ограничивать какой-то величиной, или такую пробу из расчетов следует исключать вообще? Анализ материалов геохимического опробования показывает, что может быть названо несколько причин появления проб с аномально-высокими содержаниями.

1. Пробы отобраны в руде или в околорудном пространстве. Естественно, что никаких оснований к уменьшению содержаний или исключению пробы из расчетов нет. Содержание вводится в подсчет полным значением.

2. Наличие отдельных шлиров или локальных скоплений минералов дает основание отмечать в пробе очень богатые содержания одного или нескольких элементов. Часто такие локальные повышения содержаний приурочены к ксенолитам и практического значения не имеют.

3. Ошибки в нумерации при опробовании или обработке проб приводят к смещению пробы в разрезе или даже к ее перемещению на другой разрез. Выяснение наличия ошибки чрезвычайно затруднено, так как требует повторного опробования, что не всегда осуществимо.

4. Ошибка возникает при производстве анализа. Последний случай проверяется сравнительно просто путем повторного анализа навески.

Имеющийся опыт обработки данных геохимического опробования ряда постмагматических рудных месторождений позволяет высказать некоторые положения об исключении проб с ураганными содержаниями при расчетах геохимической зональности. Таких положений несколько.

1. С ураганными содержаниями элементов отмечается одна проба. Соседние пробы по выработке характеризуются рядовыми содержаниями элементов. По падению и восстанию проб с высокими содержаниями этих же элементов не отмечено. Причиной возникновения такой пробы может быть ошибка при ее привязке или анализе.

2. Проба расположена в зоне гидротермально измененных пород, но за пределами ореола, развивающегося вокруг рудного тела, и не сопровождается повышенными содержаниями основных рудных элементов. Возможно, что в данном случае имеет место локальное включение с повышенными содержаниями элементов, не имеющее отношения к основной стадии рудообразования. Данные этой пробы не вводятся в подсчет, так как она находится за пределами контура.

3. Проба расположена во вмещающих неизмененных породах. В месте отбора пробы, в которой отмечены ураганные содержания, при геологической документации не отмечено даек, зон дробления, каких-либо жильных проявлений, или гидротермально измененных пород. В этом случае наиболее вероятно, что возникла ошибка с привязкой пробы или с ее анализом.

Не подлежат исключению пробы даже с уникально высокими концентрациями в следующих случаях:

— при расположении в пределах рудной структуры или сопряженных с ней структур;

— если в двух-трех и более соседних пробах отмечаются повышенные содержания рудных элементов и элементов-индикаторов, даже в случае отсутствия на этом интервале макроскопически видимых гидротермальных изменений;

— при опробовании маломощных рудных и рудовмещающих структур даже одиночная проба, характеризующаяся повышенными содержаниями всей совокупности элементов геохимической ассоциации.

К исключению проб с ураганными содержаниями при расчетах геохимической зональности следует прибегать в редких случаях, имея веские основания для их изъятия.

Г. Т. СКУБЛОВ

(СССР)

АССОЦИАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ ПОИСКАХ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Один из путей повышения эффективности геохимических поисков — использование данных не только по содержаниям, но и по структурам корреляционных связей химических элементов. Это обуславливает необходимость выделения и изучения ассоциаций химических элементов (АХЭ) или групп коррелирующих между собой элементов.

Принципы и методика изучения геохимических ассоциаций. Традиционный подход к изучению геохимических ассоциаций основан на положении, что результаты действия рудных процессов находят отражение в изменении содержания нескольких типоморфных элементов-индикаторов. Однако при поисках глубокозалегающих рудных месторождений со слабо проявленными процессами перераспределения вещества следует исходить из того, что содержание любого химического элемента в горной породе

является результатом действия нескольких процессов. Например, в магматических процессах свинец и цинк — антагонисты, а в гидротермально-метасоматических и рудных — коррелянты. Противоположные соотношения устанавливаются для калия и урана — коррелянтов в магматических и антагонистов в эпимагматических процессах. Из этих примеров следует необходимость разделения содержаний элементов в породах минимум на две составляющие — син- и эпигенетическую и изучения АХЭ раздельно для этих составляющих.

Рассмотрение с этих позиций геохимической модели природной системы [Скублов, Белонин, 1978] показывает, что модель отвечает методу главных компонент факторного анализа и что для разделения содержаний элементов на составляющие необходимо использовать обратную задачу факторного анализа. Ранее вопрос детально обсуждался [Скублов, Белонин, 1976] в статье о факторах, управляющих распределением элементов-примесей в магматических породах. В соответствии с этим изучение АХЭ предлагается проводить в такой последовательности [Скублов, 1978]: 1 — расчет парных коэффициентов корреляции и получение корреляционной матрицы; 2 — использование различных методов графического отображения структур АХЭ и, в частности, метода ветвящихся связей, который позволяет располагать химические элементы на плоскости по принципу «чем сильнее связь, тем ближе друг к другу они находятся»; 3 — анализ корреляционной матрицы методом главных компонент факторного анализа и выделение факторов, связанных с син- и эпигенетическими процессами; 4 — решение обратной задачи факторного анализа и расчет составляющих содержаний элементов, связанных с различными процессами; 5 — изучение эволюции структур корреляционных связей элементов в зависимости от числа учитываемых факторов.

Наибольший интерес для геохимических поисков представляют составляющие содержаний элементов, связанные с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами. Они обычно рассчитываются путем исключения фактора кремнекислотности, обуславливающего разделение магматических пород по составу (от основных к средним и кислым). Получаемые при этом эпигенетические составляющие, или «дельты» содержаний элементов, несут важную геохимическую информацию и могут быть использованы при составлении геохимических карт.

Предложен новый геохимический параметр — коэффициент дисперсности [Скублов, 1979], являющийся мерой неоднородности распределения эпигенетических составляющих содержаний нескольких химических элементов в одной пробе. Анализируя распределение значений коэффициента дисперсности по площади, можно выделять зоны нарушенного первично-конституционального распределения элементов. Этот коэффициент используется в качестве критерия для выделения рудных узлов и зон [Скублов, Белонин, 1978].

При составлении специализированных полиэлементных прогнозно-геохимических карт за основу берутся «дельты» содержаний химических элементов, по которым находятся значения факторов типоморфной и антагонистической АХЭ, рассчитываются величины коэффициента дисперсности и определяется изменчивость структур связей элементов по площади [Скублов и др., 1979а, б]. Эти геохимические параметры используются при построении геохимической карты.

Геохимические ассоциации эндогенных геологических формаций. Для интерпретации результатов изучения АХЭ на конкретных геологических объектах необходимо знать основные закономерности изменения структур связей элементов при переходе от магматических образований к гидротермально-метасоматическим и рудным.

Для магматических формаций главнейшим фактором распределения химических элементов является фактор кремнекислотности, по которому выделяются фемафильная и фельсифильная ассоциации. Содержания фемафильных элементов уменьшаются от основных пород к кислым, а концентрации фельсифилов при этом увеличиваются. Выделяется три типа структур

связей: у гипербазитовых формаций — антагонизм Mg, Cr, Ni по отношению к Al, Fe, Si, K, Ti, V и др.; у габбро-гранитоидных — антагонизм Mg, Al, Fe, Cr, Ni, Ti, V, Zr к Si, K, Rb, Nb, Pb, Mo; у щелочных формаций — антагонизм Na, Al, Zr, Nb, Sr, P к Si, K, Rb, Mo, W и др.

Наименее изученными до сих пор остаются геохимические ассоциации гидротермально-метасоматических образований. Важнейшим здесь является фактор кислотности — основности, разделяющий элементы на фемфильные (Mg, Fe, Ca, Co, Ni и др.), связанные с процессами эпидотизации, хлоритизации, амфиболизации, и фельсифильные (Si, K, Na, Sn, W, Mo, Nb и др.), накапливающиеся при процессах кремнекалиевого метасоматоза. Существенную роль играет фактор температурной зональности, который обуславливает появление АХЭ, связанных, например, с высокотемпературными процессами грейзенизации (W, Be, Sn), среднетемпературной березитизацией (Pb, Zn, Cu), низкотемпературной аргиллизацией (Ag, As, Sb, Hg).

Для рудных формаций важнейшим представляется фактор вертикальной зональности, который находит отражение в универсальном ряде геохимической зональности Овчинникова — Григоряна и по которому выделяются АХЭ подрудных, рудных и надрудных частей месторождений. Важную роль играет рудоконцентрирующий фактор, приводящий к суммарному накоплению практически всех рудных элементов на одних участках по сравнению с другими.

Использование геохимических ассоциаций при поисках эндогенного оруденения по первичным ореолам. Данные об АХЭ могут оказать существенную помощь при прогнозировании, поисках и оценке эндогенного оруденения. Рассмотрим конкретные примеры.

При прогнозировании молибденового оруденения, ассоциирующегося с березит-аргиллизитовыми изменениями девонских вулканогенно-интрузивных образований Чу-Балхашского района, установлена [Скублов, Белонин, 1978] ведущая роль фактора кремнекислотности, обусловленного изменением состава магматических пород. Исключение этого фактора путем решения обратной задачи позволило рассчитать составляющие содержания элементов, связанные с гидротермально-метасоматическими и рудными процессами, и по типоморфной (Mo, Pb, Zn, Ag) и антагонистической (Y, Yb, La, Be, Nb) ассоциациям выделить геохимические зоны, благоприятные для локализации молибденового оруденения. При сравнении измененных и неизмененных пород по содержаниям молибдена выявлены зоны привноса и выноса элемента и установлено, что все месторождения и большинство рудопроявлений молибдена локализованы в пределах зон привноса.

Геохимические поиски масштаба 1 : 50 000 проведены в пределах Каргалинской кольцевой структуры (Центральный Казахстан). Среди верхнепалеозойских вулканогенных и интрузивных образований выделено 9 рудных узлов и зон. Центральные части их обычно несут редкометалльную минерализацию, а периферические — полиметаллическую. Факторный анализ содержания элементов в магматических породах показал доминирующую роль фактора кремнекислотности. Исключение его позволило рассчитать факторные составляющие содержания элементов и по «дельтам» установить скрытые корреляционные связи пар элементов Cu — Mo и Pb — Zn [Скублов, 1978]. Карты факторных составляющих свинца позволили выявить зоны выноса элемента и высказать предположение о заимствовании рудного вещества из вмещающих пород [Скублов, Белонин, 1978]. Показано, что выделенные при детальном геохимическом картировании рудные узлы и зоны с высокой степенью надежности могут быть выявлены по повышенным значениям коэффициента дисперсности в макроскопически неизмененных породах [Скублов, 1979].

При оценке месторождения Аксай в Акчатауском рудном поле (Центральный Казахстан) изучены закономерности распределения петрогенных, редких и рудных элементов в грейзенизированных гранитах, в кварц-топаз-мусковитовых грейзенах с W — Mo оруденением и γ в грейзенизи-

рованных эффузивах среднекислого состава. Установлено, что в процессе магматической дифференциации образуются фемафильная (Mg, Al, Ni, Cu, Zn) и фельсифильная (Si, K, Rb, Nb, Mo) антагонистические геохимические ассоциации. Для грейзенов характерен антагонизм Si, K, Ga, Ge, Li, Nb, Mo, W по отношению к Mg, Fe, Ca, Na, Cu, Pb, Zn, Ba. На диаграмме значений факторов отчетливо видна ортогональность эллипсов рассеяния образцов магматических и руднометасоматических образований. Составление карт значений факторов этих АХЭ позволило оценить интенсивность грейзенизации пород, выявить вертикальную геохимическую зональность рудного объекта, уточнить его строение и дать оценку.

ЛИТЕРАТУРА

- Скублов Г. Т. Об изучении структур корреляционных матриц при геохимических исследованиях.— В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Вып. 2. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978, с. 75—86.
- Скублов Г. Т. Геохимическое картирование при поисках глубокозагающих рудных месторождений.— Symposium «Methods of Geochemical Prospecting (MGP)». Pt 1. Ostrava, Czechoslovakia, 1979, p. 107—109.
- Скублов Г. Т., Белонин М. Д. О факторах, управляющих распределением элементов-примесей в магматических породах.— В кн.: Вопросы геохимии и типоморфизм минералов. Вып. 1. Л., 1976, с. 125—138.
- Скублов Г. Т., Белонин М. Д. Выделение рудных узлов и зон при геохимическом картировании.— Сов. геол., 1978, № 4, с. 100—111.
- Скублов Г. Т., Белонин М. Д., Ванштейн Б. Г. Специализированные прогнозно-геохимические карты.— В кн.: Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. (Методические рекомендации). Л.: Недра, 1979а, с. 115—118.
- Скублов Г. Т., Ванштейн Б. Г., Малышева Н. Б. Опыт составления специализированных полиэлементных геохимических карт.— В кн.: Принципы и методика геохимических исследований при прогнозировании и поисках рудных месторождений. (Методические рекомендации). Л.: Недра, 1979б, с. 153—166.

Особенности первичных ореолов колчеданных месторождений и их практическое значение. Овчинников Л. Н., Головин А. А., Рыфтин В. М. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании изучения более 60 эталонных колчеданных месторождений выявлены основные особенности первичных ореолов. Разработан единый методологический подход их оценки, основанный на комплексе количественных геохимических критериев. Это позволяет проводить интерпретацию и оценку геохимических аномалий на месторождениях, рудных полях и районах вне зависимости от особенностей строения и состава первичных ореолов различных колчеданных провинций. Практическая апробация комплекса критериев геохимического прогнозирования подтвердила их высокую эффективность. Ил. 4, табл. 1.

УДК 550.84

Типовые модели эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений и их использование при поисках. Э. Н. Баранов. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Обобщение материалов по эндогенным геохимическим ореолам (ЭГО) колчеданных месторождений выявило большое разнообразие их строения, морфологии и условий локализации. Обоснована необходимость выделения типовых моделей ЭГО колчеданных месторождений в соответствии с основными типами колчеданных рудных районов (кипрском, уральском, куроно, рудноалтайском в вулканогенных и филизчайском, атасуйском — в вулканогенно-осадочных формациях) и кратко рассмотрены их характерные особенности. Показано поисково-оценочное значение типовых моделей ЭГО. Ил. 2, библиогр. 3.

УДК 550.84.092.1 : 553.43,44(574)

Типы первичных геохимических ореолов на колчеданных месторождениях Казахстана. Беспяев Х. А., Пронин А. П., Николаев Л. Г. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

В истории формирования колчеданных месторождений Казахстана различают вулканический, интрузивный и гидротермальный этапы. При вулканических эффузиях около вулканических центров в морских бассейнах отлагались карбонатно-кремнистые осадки и туфы с повышенным содержанием Cu, Pb, Zn, Mn, Ba, Au, Ag, Co, Ni, As, F. В интрузивный этап произошло многофазное внедрение субвулканических интрузий и даек кислого и среднего основного состава, при аутометаморфизме которых под воздействием газов возникли комплексные ореолы. Мощные ореолы образовались в начале гидротермального этапа. Они связаны с дорудными изменениями типа березитизации. Их состав осложнен явлениями телескопирования. Ag, Pb, Ba, Mn, F имеют тенденцию к накоплению во фронтальных частях, тогда как Co, Cu, Bi, Au, Sr, As — в корневых, подрудных. Полученные результаты позволили установить геохимические критерии поиска и оценки массивных колчеданных руд. Библиогр. 4.

УДК 550.84

Размеры первичных геохимических ореолов — критерий количественной прогнозной оценки колчеданно-полиметаллического оруденения на Алтае. Овчинников Л. Н., Баранов В. Д., Головин А. А. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Обнаружена экспоненциальная зависимость суммарных запасов меди, свинца и цинка в колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая от размеров площадей надрудных (и близрудных) комплексных первичных ореолов этих металлов. Эта зависимость достаточно строга и однозначна; она может служить обоснованием количественно-прогнозной оценки перспективных первичных геохимических аномалий.

Соотношение меди, цинка и свинца в такой комплексной первичной аномалии определяет геохимический тип прогнозируемого оруденения. Одновременно оно дает возможность предвидеть генетическую связь оруденения с определенной формацией вулкаников, оценить степень ее дифференцированности, а также положение оруденения в вертикальной зональной колонке и еще ряд геолого-геохимических параметров. Ил. 3, табл. 1.

УДК. 550.84.092.1 : 553.499

Ртуть в рудах и эндогенных ореолах колчеданных месторождений Южного Урала и ее использование при прогнозно-поисковой оценке месторождений. Пшеничный Г. Н., Засухин Г. Н. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучено распределение ртути на колчеданных месторождениях Южного Урала. Установлено постоянное присутствие ртути, генетически связанной с процессами формирования рудных тел и эндогенных геохимических ореолов. Вокруг рудных тел она образует отчетливые ореолы асимметричного строения с преимущественным развитием в надрудных частях ореолов. Концентрации ртути в рудах и ореолах распределяются зонально. Максимальные значения содержания отмечаются в верхних горизонтах рудных тел и в высших боках ореолов, минимальные характерны для нижних горизонтов рудных тел и лежащих боков ореолов. Ил. 2, табл. 2.

Основные особенности первичных геохимических ореолов золоторудных месторождений. Куницын В. В., Баумштейн Р. А., Грабеклис Р. В. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются наиболее характерные особенности состава и строения первичных ореолов золоторудных месторождений Восточной Сибири различных минеральных типов и формаций. Показано, что состав первичных ореолов зависит главным образом от состава рудных тел и сопровождающих эти тела окорудно измененных пород. Определены ряды вертикальной зональности для всех изученных типов золоторудных месторождений, а также зависимость положения золота в рядах зональности от типа месторождений, что имеет важное значение при оценке золотоносности геохимических аномалий. Ил. 3, табл. 1, библиогр. 5.

Рудно-геохимическая зональность золотых месторождений. Китаев Н. А. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Высказывается мысль о том, что для минерализации каждого качественно различного типа существует своя зона рудоотложения, в пределах которой имеется ограниченный вертикальный интервал наиболее интенсивного отложения. Типы золотого оруденения рассматриваются как фашиальные разновидности, обусловленные глубиной их формирования. Выделяются три зоны рудоотложения и соответственно золоторудные формации: приповерхностная, субвулканическая и среднеглубинная. Описываются главные критерии, специфические морфоструктурные и минерало-геохимические особенности оруденения каждой зоны рудоотложения. Ил. 7, табл. 1.

Особенности геохимических поисков по первичным ореолам золотого оруденения метаморфогенно-гидротермального типа. Бурыак В. А. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основании генетических особенностей оруденения характеризуется специфика первичных ореолов оруденения, их контрастность, протяженность и зональность в зависимости от состава вмещающих толщ и глубины среза рудных зон. Помимо золота информативны мышьяк, в меньшей мере свинец, вольфрам, сера. Ореолы постоянно неконтрастные. Состав элементов, сопровождающих золото, находится в тесной зависимости от состава пород. Информативен анализ монофракций сульфидов, прежде всего на золото, мышьяк, никель и кобальт. Библиогр. 7.

Рудно-геохимическая зональность и первичные ореолы: интерпретация и оценка геохимических аномалий. Сидоров А. А., Симкин Г. С. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены два типа связей оруденения с продуктами региональной гидротермально-метасоматической деятельности. При совмещенном типе ореолы региональных метасоматитов являются прямыми поисковым признаком. При несовмещенном типе региональные метасоматиты и оруденение характеризуются парагенетическими связями.

Выделены два типа рудно-геохимической зональности. Моноцентричная, характерная для одного или нескольких структурно изолированных рудных тел, и полицентричная ритмически повторяющаяся, проявляющаяся в одной вмещающей структуре в связи с серией частных спелонированных рудных линз (столбов). Ил. 4, табл. 1, библиогр. 14.

Геохимические индикаторы при поисках и прогнозной оценке золотого оруденения. Рослякова Н. В., Бортникова С. Б., Радостаева Н. Е., Цимбалист В. Г. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

В докладе рассматриваются содержания и характер распределения золота и других элементов в породах, а также интервалы вариаций значений относительных коэффициентов концентрации пар геохимически родственных элементов, рассчитанных по методике, предложенной Ю. Г. Щербактовым. Устойчивость этих параметров по вертикали позволяет судить о перспективности исследуемых объектов на глубину. Ил. 3, табл. 6, библиогр. 7.

О влиянии стадийности процессов рудообразования на состав и зональное распределение элементов в первичных ореолах (на примере золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР). Кравцова Р. Г., Гундобин Г. М. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучен ряд месторождений и рудопроявлений золото-серебряной формации. Установлено, что на состав и строение первичных ореолов стадийности процессов рудообразования оказала заметное влияние: усложняется компонентный состав ореолов, увеличивается их контрастность. Вертикальный ряд зональности, выявленный для этого типа объектов, значительно меняется в зависимости от конкретных условий, что необходимо учитывать на практике. Ил. 1, табл. 2, библиогр. 4.

Первичные геохимические ореолы сурьмяных месторождений Южной Якутии. Кокшарки и М. Г. Геохимические поиски по первичным ореолам. — Новосибирск: Наука, 1983.

Месторождения расположены в центральной части Верхояно-Колымской складчатой системы. Рудные тела представлены крутопадающими кварц-антимонитовыми жилами. Максимальное накопление в рудах характерно для сурьмы, золота, серебра, минимальное — для мышьяка и вольфрама. Цинк, медь, олово, молибден, никель, кобальт, галлий, германий образуют отрицательные аномалии в рудных телах, но дают прерывистые маломощные ореолы на некотором удалении от жил. Особенности состава и строения первичных ореолов сурьмяных месторождений воплощены в эталонных графиках, позволяющих определять уровни эрозийного среза и вертикальный размах как отдельных рудных тел, так и в целом рудных зон. Апробация разработанных геохимических критериев на ранних стадиях разведки показывает высокую эффективность их привлечения для оценки перспектив проявлений сурьмяной минерализации. Ил. 1.

УДК 550,84 : 553,81(571,51)

Первичные ореолы Советского золоторудного месторождения. Пузанов А. А. Геохимические поиски по первичным ореолам. — Новосибирск: Наука, 1983.

Показано, что оруденение сопровождается углекислым метасоматозом с образованием и перераспределением карбонатов. Первичные ореолы образуют золото, мышьяк, ртуть, серебро, свинец, марганец, цинк, медь, кобальт, молибден, никель, фтор, бор. Литий, ванадий, хром выносятся из зоны оруденения, образуя отрицательные ореолы. Геохимическое поле обладает зональным строением. В верхней части накапливаются ртуть, бор, фтор, в нижней — свинец, никель, серебро; мышьяк отмечен на всех уровнях с преимущественным распространением в верхнерудных сечениях. Обобщенный ряд зональности (сверху вниз): бор — ртуть — фтор — мышьяк — золото — кобальт — медь — цинк — марганец — никель — свинец — серебро. Ил. 5, табл. 4, библиогр. 8.

УДК 550.812.012 : 550.84 : 553.462

Поиски и оценка месторождений молибдена по первичным ореолам. Покалов В. Т., Орлов В. Г. Геохимические поиски по первичным ореолам. — Новосибирск: Наука, 1983.

Выделены ореолы двух типов — ореолы, связанные с дорудными и послерудными изменениями и минерализацией пород, косвенно свидетельствующие о возможности присутствия оруденения, и ореолы рудных элементов, прямо указывающие на наличие рудной минерализации. Большие размеры ореолов, зональное строение и постоянное присутствие в месторождениях позволяют выявлять не выходящие на поверхность гранитные купола, с которыми связаны месторождения медно-молибденовой, молибденовой и вольфрам-молибденовой рудных формаций. Ил. 1.

УДК 553.462 : 550.4(571.54)

Первичные ореолы молибденовых месторождений. Петровская С. Г., Спиридонов А. М., Страгис Ю. М. Геохимические поиски по первичным ореолам. — Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрены ореолы рудного поля, месторождения и рудных тел молибденовой, медно-молибденовой и вольфрам-молибденовой рудных формаций. Ореолы рудных полей превышают площади месторождений до 10 раз и непосредственно связаны с рудоносными интрузиями. Ореолы месторождений оконтуривают площади развития рудных тел, более тесно связаны с минерализацией, сопровождаются площадным изменением пород. Для ореолов рудных тел характерны многокомпонентный состав, контрастная горизонтальная и вертикальная зональность, более тесная связь с оруденением. Несмотря на разнохарактерность выявленных ореолов, в их зональности намечена общая тенденция концентрирования Mo, Cu, W в центральных зонах, а Pb, Zn, Ag — в периферических. Ил. 3, табл. 1, библиогр. 3.

УДК 550.84.092.1 : 553.463(170.62/67)

Опыт поисков слепого вольфрамового оруденения по первичным геохимическим ореолам. Абрамсон Г. Я., Григорян С. В. Геохимические поиски по первичным ореолам. — Новосибирск: Наука, 1983.

Геохимические исследования проводились в пределах месторождения Тырнауз. Выявлены полиформационные ореолы, обусловленные наложением в пространстве разновозрастных рудных образований двух типов: скарново-шелитового и кварц-молибденитового. Выявлены элементы-индикаторы обоих типов оруденения. Установлена геохимическая зональность, на основе которой выбраны индикаторные соотношения для оценки уровня эрозийного среза зон. Апробация разработанной методики в производственных условиях показала высокую ее эффективность. Ил. 3, табл. 1, библиогр. 3.

Ореолы хлора и фтора в рудных полях медно-молибденовых месторождений и их поисковое значение. Сотников В. И., Берзина А. П. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Ореолы фтора и хлора на медно-молибденовых месторождениях, по своим масштабам значительно превышают ореолы рудных элементов, что повышает эффективность геохимических поисков. Анализ геохимической истории хлора и фтора в эндогенном процессе может быть использован при уточнении геохимического профиля ожидаемого в районе поисков медно-молибденового оруденения. Изучение ореолов хлора в экзоконтактных зонах порфировых интрузий дает дополнительную информацию для прогнозной оценки их возможной рудности. Ил. 3, табл. 1.

Особенности состава и строения первичных геохимических ореолов медно-порфировых месторождений. Федотова Г. Э., Оганесян Р. Г., Свиридов А. М. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются важные особенности в строении первичных ореолов, которые используются при поисках и разведке медно-порфировых месторождений. Основные из них — идентичность элементного состава первичных ореолов для месторождений различных регионов; закономерная смена с глубиной преимущественного медного на медно-молибденовое и молибденовое оруденение; сходная вертикальная геохимическая зональность первичных ореолов; близкие пределы изменения частных и мультипликативных коэффициентов зональности. Ил. 1, табл. 3.

Определение уровня эрозионного среза оловорудных месторождений по первичным ореолам и данным термобарогеохимии. Моисеенко В. Г., Миронюк А. Ф., Зайкин И. Д. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Индикаторами уровня эрозионного среза оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной формации являются величины мультипликативных коэффициентов геохимической зональности. Значения таких коэффициентов от надрудных к подрудным уровням ореолов закономерно изменяются на 6—7 порядков. Идентичность геохимической зональности ореолов различных месторождений объясняется близким составом рудообразующих гидротермальных растворов. От нижних к верхним горизонтам рудных тел во флюидах увеличиваются CO_2 , CO , NH_4 к Mg , суммы Na и K к сумме Ca и Mg , S к HCO_3 . Ил. 4, табл. 1.

Геохимические поля вокруг редкометалльных гранитных интрузий. Трощин Ю. П., Гребенщикова В. И., Бойко С. М. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводится характеристика геохимических полей вокруг гранитных интрузий с различным уровнем содержания летучих. Рассматривается соотношение теплового и химического воздействия интрузий на вмещающие породы. Обсуждается стадийность и зональность формирования геохимического поля интрузий. Показано место рудной минерализации в околоинтрузивном ореоле. Ил. 2, библиогр. 24.

Эндогенные ореолы редкометалльных пегматитов и их поисковое значение. Загорский В. Е., Кузнецова Л. Г., Макагон В. М. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Геохимическое изучение пегматитовых полей показывает, что в целом во вмещающих породах наблюдаются метасоматические явления полигенного характера, сопровождающиеся аномалиями лития, рубидия, цезия и ряда других элементов. Установлено, что пегматитовые преобразования имеют общие характерные черты, что обусловлено их генетической связью с процессами формирования редкометалльной минерализации в жилах. Ил. 3, табл. 1, библиогр. 5.

Методические особенности поисков некоторых типов редкометалльных месторождений по первичным ореолам. К л ю е в О. С. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводится сравнительная характеристика состава и строения первичных ореолов бериллиевых месторождений различных генетических типов. На основе анализа распределения химических элементов в первичных ореолах охарактеризованы геохимические критерии и геохимические показатели, необходимые для оценки геохимических аномалий, выявляемых при поисковых работах. По характерному комплексу элементов-индикаторов бериллиенности с учетом количественных соотношений между литием, фтором, свинцом, калием и рубидием обосновываются коэффициенты, позволяющие на количественной основе оценивать формационную принадлежность ожидаемого оруденения, обусловившего образование ореолов. Табл. 3, библиогр. 5.

Поиски докембрийского полиметаллического оруденения по первичным ореолам. Григорян С. В., Пилава Н. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается использование первичных геохимических ореолов при поисках месторождений свинца, цинка и серебра применительно к рудным месторождениям Швеции. Несколько примеров оценки потенциальной рудоносности на глубине по данным опробования коренных пород показывают, что геохимическое опробование, предшествующее детальной разведке, может существенно способствовать точной оценке потенциальной рудоносности и существенно сократить затраты. Ил. 7, табл. 2, библиогр. 3.

УДК 553.311,2 + 553,2

Закономерности строения первичных геохимических ореолов эндогенных месторождений железа в эвгеосинклинальных областях. Дымкин А. М., Полтавец З. И., Полтавец Ю. А. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучены элементы-примеси в магнетитах и пиритах железорудных месторождений Урала. Установлено два типа геохимической зональности. Один обусловлен влиянием температурного градиента на относительно больших глубинах, другой — окислительно-восстановительным режимом среды в условиях малых глубин. Ил. 6, библиогр. 6.

УДК 550.84.092.1 : 553.0.64.311.232

Особенности проявления геохимической зональности в строении первичных ореолов скарново-магнетитовых месторождений. Павлов Г. П. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Установлена зональность геохимических ореолов скарново-магнетитовых месторождений на примере Урала. Выявлены прямые элементы-индикаторы магнетитового оруденения — Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Ag, Mo, Sn. Изучен широкий круг химических элементов (Ti, V, Cr, Y, Zr, Sc, Ba, B, Sr), выносимых из зон рудо- и скарнообразования и перотклаждаемых в надрудные толщи пород и представляющих собой косвенные элементы-индикаторы магнетитового оруденения. Использование для выявления и оценки надрудных ореолов соотношения выделенных групп элементов, выраженного в мультипликативном коэффициенте зональности

$$K_3 = \frac{\text{Ti} \cdot \text{V} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Y} \cdot \text{Zr} \cdot \text{Sc} \cdot \text{Ba} \cdot \text{B} \cdot \text{Sr}}{\text{Mn} \cdot \text{Co} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Ag} \cdot \text{Mo} \cdot \text{Sn}}$$

позволяет увеличить глубину прогнозирования скрытого оруденения до 1000 м и более. Табл. 2, библиогр. 3.

УДК 550.84 : 553.311

Первичные геохимические ореолы рассеяния Октябрьского месторождения Ангарского железорудного провинции. Полетаев И. А., Полетаева Л. Б., Гаврилов Ю. Ф. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучение первичных ореолов проводилось на примере железорудного месторождения, которое приурочено к трубке взрыва с очень низким уровнем эрозионного среза. Результаты детального геохимического опробования по разрезам обрабатывались на ЭВМ методом многомерных полей. На месторождении выделены три основные геохимические зоны: 1) надрудная зона с медно-барий-стронциевой ассоциацией, 2) зона с собственно рудной ассоциацией — железо, цинк, молибден, 3) боковая зона, в которой концентрируются ореолы кобальта, никеля, ванадия, титана, бора, фтора, циркония, олова и др. Ил. 2, табл. 1.

УДК 553.481,43 : 550.84

Геохимические поиски медно-никелевых месторождений по первичным ореолам. Додин Д. А., Шатков В. А., Додина Т. С., Иванова Т. К., Садилов М. А., Сидоров И. И., Богуславский С. П. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Изучены критерии отличия геохимических полей мафит-ультрамафитовых интрузивов. Показано, что состав геохимических полей, сопровождающих различные типы медно-никелевых руд, идентичен. Предложен ряд методических приемов для сравнения геохимических аномалий и оценки их на оруденение. Ил. 2, табл. 2, библиогр. 3.

УДК 550.84

Петрохимический метод поисков. Комаров П. В. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приводятся результаты определения SiO₂, Al₂O₃, CaO и MgO, фтора и серы по шламу бескерновых скважин, а также порошковым пробам, с помощью экспрессных физических методов. По сумме и соотношению этих окислов проводится петрохимическое расчленение геологического разреза, что позволяет выделить рудные тела и зоны вкрапленной рудной минерализации. Ил. 1.

УДК 550.84 : 553.8/9

Первичные ореолы йода и брома рудных месторождений. Судов Б. А. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Показывается, что наиболее важными вопросами участия йода и брома в эндогенном рудообразовании являются физико-химические условия образования их первичных ореолов, формы нахождения этих элементов в рудах и первичных ореолах, поисковые особенности модели первичных ореолов йода и брома.

Рассматриваются термодинамические свойства йода и брома, а также из соединений при температурах, характерных для эндогенного рудообразования. Основными формами нахождения этих элементов в первичных ореолах являются йодиды и бромиды в поровой и пленочной воде горных пород. Приводятся сведения о видах анализа геохимических проб на йод и бром. Модель первичных ореолов йода и брома эндогенных рудных месторождений представляется в виде эллипсоида рассеяния. Приводятся практические примеры модели и ее использование для повышения эффективности геохимических поисков по первичным ореолам. Ил. 2, табл. 2, библиогр. 18.

УДК 550.84 : 553.3

Выбор элементов при расчетах рядов геохимической зональности рудных месторождений. Сочеванов Н. Н. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются вопросы, по которым нет единого мнения среди геохимиков: какие критерии следует применять для выбора элементов, подлежащих включению в ряд геохимической зональности, и существуют ли ураганные пробы при геохимическом опробовании, следует ли их исключать.

Предлагаются следующие критерии исключения элементов из ряда: недостаточная чувствительность анализа; содержание элемента по сечению меняется незначительно; элемент неустойчив в ряду зональности; отсутствует корреляционная связь между содержаниями оцениваемого элемента и содержаниями остальных элементов ряда. Элементы, проявляющиеся двумя или более максимумами продуктивности по падению рудной структуры, в ряд могут быть включены, но как элементы-индикаторы ненадежны.

Подлежат исключению пробы с очень высокими содержаниями, характеризующиеся следующими условиями: проба единичная — соседние пробы имеют фоновые содержания; проба расположена за пределами ореолов; проба расположена в неизменных породах.

УДК 550.84

Ассоциации химических элементов и их использование при поисках эндогенного оруденения по первичным ореолам. Скублов Г. Т. Геохимические поиски по первичным ореолам.— Новосибирск: Наука, 1983.

Разработаны принципы и методы оценки и изучения ассоциаций химических элементов (АХЭ) с использованием моделей факторного анализа. Предлагаются оригинальные методы составления специальных полиэлементных геохимических карт. Возможности их использования иллюстрируются конкретными примерами. Библиогр. 6.

3 руб.

3989



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ