

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ  
МЕТОДЫ  
ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЦВЕТНЫХ  
МЕТАЛЛОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ им. академика А. П. ВИНОГРАДОВА  
СИБИРСКАЯ СЕКЦИЯ МЕЖДУВЕДОМСТВЕННОГО СОВЕТА ПО ПРОБЛЕМЕ  
«НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ»

550.84

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Ответственный редактор  
докт. геол.-мин. наук *В. В. Поликарпочкин*

2982



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск · 1979



В сборнике, составленном по материалам V сессии Сибирской секции Междуведомственного совета по геохимическим методам поисков, описаны ореолы рассеяния и охарактеризовано применение геохимических методов при поисках и разведке основных промышленных типов месторождений свинца, цинка, молибдена и сурьмы, известных в Сибири и на Дальнем Востоке.

Книга представляет интерес для специалистов, занимающихся геологическими съемками и поисками месторождений полезных ископаемых, а также для преподавателей и студентов геологических специальностей высших и средних учебных заведений.

Редакционная коллегия:

Г. М. Гундобин (зам. отв. ред.), В. А. Загоскин,  
И. С. Ломоносов, Б. П. Санин

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В основу сборника положены доклады, представленные на V сессии Сибирской секции Межведомственного совета по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых» (Красноярск, 1977 г.), включены также статьи, специально написанные для этой книги.

Цель ее — более или менее полно отразить имеющиеся сведения об ореолах рассеяния главнейших типов месторождений цветных металлов в Сибири и на Дальнем Востоке, и рассмотреть особенности применения геохимических методов для их поисков и разведки. В какой-то мере это удалось сделать для свинцово-цинковых месторождений. Много данных приведено по молибденовым месторождениям. Месторождения сурьмы охарактеризованы только отрывочно. В сборник вошли единичные материалы по месторождениям меди, никеля, кобальта.

Ореолы различных месторождений описаны с разной детальностью. Это объясняется главным образом неодинаковой степенью их изученности. Для некоторых месторождений дано развернутое описание, тогда как для других пришлось ограничиться минимумом сведений.

Особым разделом выделены статьи, которые касаются общих вопросов геохимических методов поисков или содержат данные, относящиеся к месторождениям различного типа.

Мы надеемся, что сборник будет интересен для специалистов, занимающихся поисками месторождений не только цветных металлов, так как в нем рассмотрены характеристики ореолов, свойственные различным месторождениям, и некоторые общие вопросы методики геохимических поисков.

Редколлегия

# ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

П. Ч. ШОБОГОРОВ, Г. С. РИПЦ, В. Ф. БЕЛОГОЛОВОВ

## ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БУРЯТИИ

Геологами Бурятского ТГУ выявлен ряд месторождений и рудоносных площадей, объединенных в Западно-Забайкальскую (Кормилицын, 1966) и Северо-Байкальскую (Шобогоров и др., 1971) колчеданно-полиметаллические провинции. Возможности обнаружения подобного типа минерализации имеются и в других районах Бурятии (Рипц, Белоголовов, 1970).

Основная часть оруденения в пределах указанных провинций представлена стратиформными колчеданно-полиметаллическими залежами среди вулканогенно-осадочных пород раннепалеозойского (Западно-Забайкальская) и позднедокембрийского (Северо-Байкальская провинция) этапов геологического развития. Месторождения разных этапов отличаются специфическими чертами геологического строения, геохимическими особенностями руд и характером метаморфических преобразований.

Изучение геохимических особенностей руд проводилось на Озернинском и Холоднинском рудных полях, характеризующих особенности оруденения соответственно каледонского и байкальского циклов развития.

Характерными для раннепалеозойского этапа являются Озерное, Ульдзутуйское, Октябрьское и Звездное месторождения, геология и вещественный состав руд которых уже достаточно широко освещены в литературе (Филько и др., 1967; Малаев, Миронов, 1967; Тарасова и др., 1972). Месторождения этой группы приурочены к ксенолитам осадочно-вулканогенных толщ, залегающих среди палеозойских гранитоидов. Стратифицированные породы представлены пластами известняков, известковых брекчий, разнообломочных туфов, туфогравелитов, агломератовых вулканических брекчий, кварц-карбонат-серицитовых и углистых сланцев. Среди них присутствуют прослой и линзы кислых, средних и основных вулканитов (кварцевые и дацитовые порфиры, долериты, андезитовые порфиры, диабазовые порфириты). В целом для разрезов характерно частое (до тонкого) переслаивание пород, невыдержанность слоев по простиранию и падению, т. е., в известной мере, фациальная пестрота толщ. На Озерном и Ульдзутуйском месторождениях породы смяты в синклиналильные складки (см. рис. 1, А, 4, А), контролирующие колчеданно-полиметаллическое оруденение. Рудоносная структура Озерного месторождения имеет протяженность 2,5 км, при ширине от 200—300 до 700—800 м. На северо-восточном фланге эта структура центриклинально замыкается, а на юго-западном оборвана поперечным разломом. Синклиналь Ульдзутуйского месторождения более высокого порядка, чем Озерного. Пострудные разрывы разбивают месторождения на отдельные блоки.

Рудные тела, преимущественно линзо- и пластообразные, залегают согласно с вмещающими породами, имеют мощность от 0,5 до 40 м, при протяженности от десятков метров до 1,5—2 км.

Оруденение неоднородно на различных участках месторождений и имеет существенно серноколчеданный, колчеданно-полиметаллический, барит-полиметаллический, полиметаллический, баритовый или медно-баритовый состав. На Озерном месторождении известны, кроме того, колчеданно-сидеритовые и колчеданно-магнетитовые разновидности руд.

Массивные, полосчатые и брекчиевидные руды здесь наиболее распространены. В основной массе они сложены тонкозернистым агрегатом пирита, в котором присутствуют вкрапленники, мелкие линзочки, гнезда и полосы тонко- и мелкозернистого сфалерита, галенита, в небольших количествах — арсенопирита, халькопирита и магнетита. Из нерудных отмечается барит, сидерит, анкерит, кварц, кальцит, серицит. Прожилковые руды обычно более крупнозернистые и сложены карбонатами, кварцем, баритом. В них присутствуют вкрапленники и гнезда пирита, сфалерита, галенита, халькопирита, блеклой руды, местами — флюорита. Руды существенно цинковые — отношение цинка к свинцу меняется от 4:1 до 9:1. В целом для них характерны низкие содержания сопутствующих компонентов. Кроме бария в относительно повышенных количествах присутствуют серебро, кадмий, мышьяк и таллий.

До настоящего времени единого мнения о генезисе оруденения у исследователей не сложилось. Одни из них (Кормилицын, 1965; Дистанов и др., 1972; Тарасова и др., 1972) считают, что колчеданная минерализация связана генетически с нижнепалеозойским вулканизмом и синхронна с формированием осадочно-вулканогенных толщ; по мнению других (Малаев, Миронов, 1967), оруденение — продукт гидротермального метасоматоза; третьи признают комбинированный путь образования руд (Демидов, 1969).

Структурно-текстурные особенности руд и парагенетические ассоциации вмещающих пород свидетельствуют о невысокой степени их метаморфизма (не выше фации зеленых сланцев). Чаще всего руды — это весьма тонкозернистые агрегаты (десятые, сотые доли миллиметра), участками имеющие афанитовую и метаколлоидную структуры. На пересечениях рудных залежей дайками субвулканических пород образовались контактово-реакционные зоны термального воздействия, распространенные обычно не далее первых метров от контактов. В этих зонах отмечаются перекристаллизация руд, новообразования некоторых минералов, например пирротина по пириту и магнетита по сидериту и пириту. На глубоких (более 600—700 м) горизонтах Озерного месторождения в колчеданной составляющей повышается роль пирротина, отмечаются значительная микроклинизация и привнос гранитофильных элементов (рубиндия, цезия, молибдена) из нижележащих гранитов. На участке Звездном граниты обусловили скарнирование вмещающих пород, а в районе железорудного месторождения Солонго (3 км от Озерного) они фиксируются на дневной поверхности и сопровождаются молибденовым оруденением. На Ульдазутуйском месторождении в контактовой зоне гранитной дайки, рассекающей рудное тело, отмечено локальное скарнообразование, замещение пирита пирротинном и существенное перераспределение свинца и цинка.

Изучение первичных ореолов проводилось по нескольким пересечениям рудных зон, ориентированным вкrest их простирания. Были опробованы каналы, скважины. Отбор проб проводился через 1—2 м преимущественно сколовым методом. Частично использованы дубликаты керновых и бороздовых проб (рис. 2).

В пределах общего ореольного поля месторождений, представленного в основном ореолами бария, цинка и серы, по максимальной интенсивности свинца, таллия, кадмия, серебра и цинка трассируются рудные

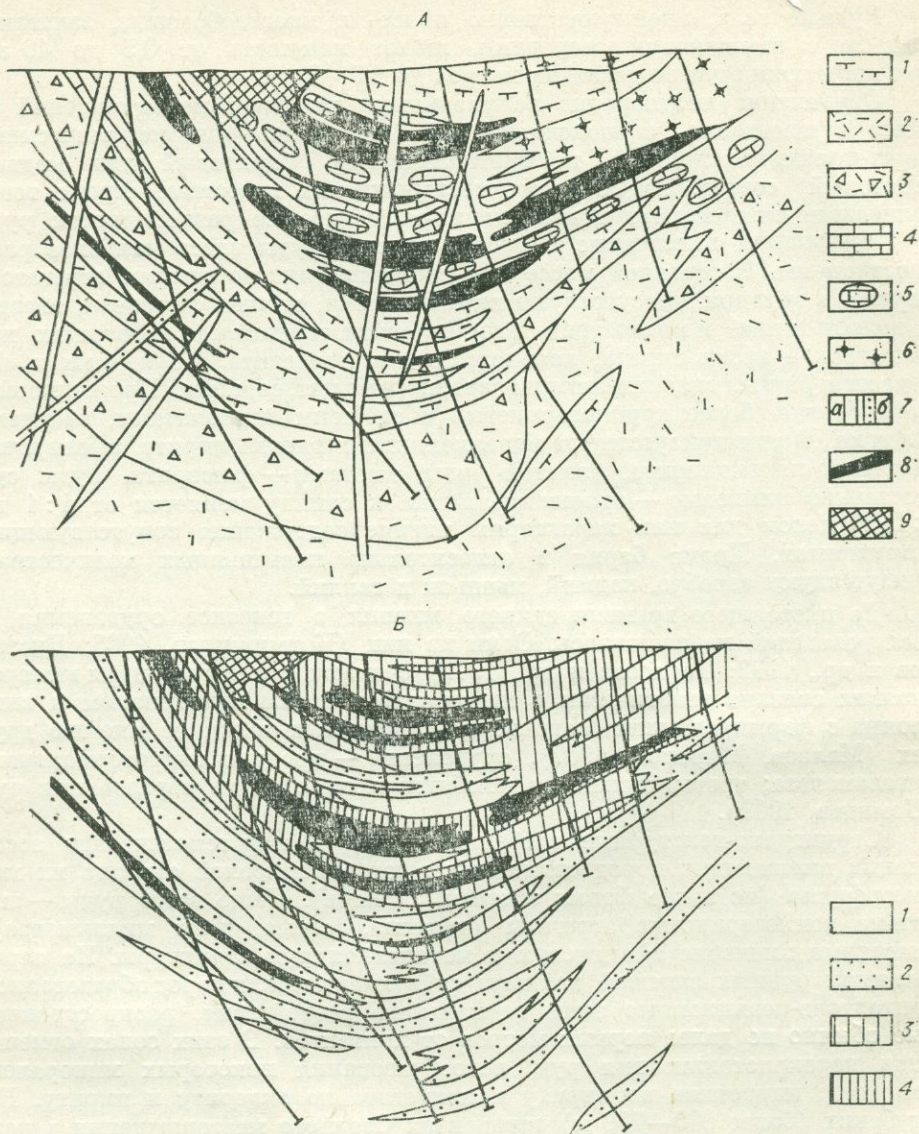
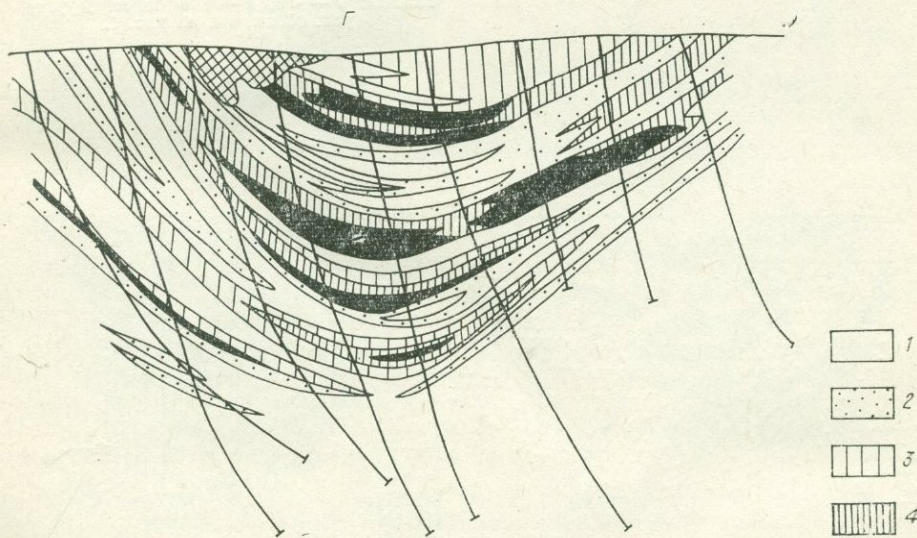
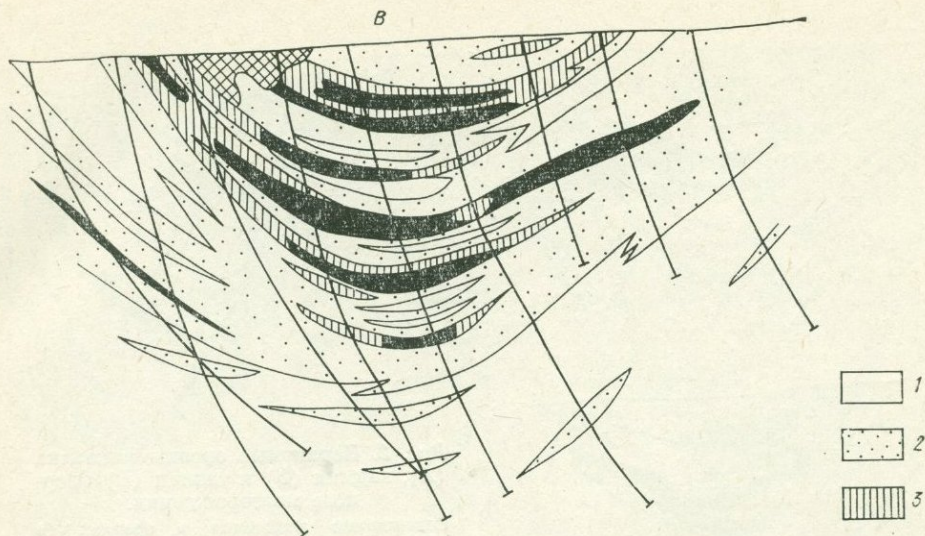


Рис. 1. Схема геологического разреза (А) и первичные ореолы  
 1 — туффиты, туфы кислых эффузивов; 2 — эффузивы кислого состава; 3 — брекчия  
 ки диабазовых порфиритов (а), сиенит-порфиритов (б); 4 — колчеданно-полиметалличе-  
 Содержание элементов в ореолах. Цинк (в  $10^{-3}\%$ ): 1 — <6; 2 — 6—10; 3 — 20—60; 4 —  
 2 — 6—10; 3 — 20—

зоны. Площадь аномалий (в проекции на дневную поверхность) на Озерном месторождении превышает 1—2 км<sup>2</sup>, на Ульдзутуйском — 0,5 км<sup>2</sup>. Для таких элементов, как ртуть, бор, редкие щелочи, никель, кобальт, молибден, вольфрам, олово, цирконий, фосфор повышенные содержания не характерны.

На рис. 1 и 4 заметно зональное распространение аномальных концентраций ореолообразующих элементов. В непосредственной близости от рудных тел локализованы кадмий и таллий, на расстоянии до десятков метров (редко более 100 м) фиксируются серебро, цинк, свинец и медь. Еще более широкие поля аномальных концентраций у бария, стронция и серы. Ореолы этих элементов в несколько раз крупнее у крутопадающих, чем у пологозалегающих рудных тел.



цинка (В), серебра (В) и свинца (Г) Озерного месторождения.  
 кварцевых порфиров; 4 — известняки; 5 — известковые брекчии; 6 — сидериты; 7 — дай-  
 ские рудные тела; 9 — зона окисления колчеданно-полиметаллических руд.  
 100 и более. Серебро ( $10^{-4}\%$ ): 1 — <1; 2 — 1—30; 3 — >30. Свинец ( $10^{-3}\%$ ): 1 — <6;  
 60; 4 — >60.

С участками повышенных концентраций перечисленных элементов сопряжены обычно зоны выщелачивания ванадия, кремния и титана (рис. 3). Особенно контрастны такие зоны в областях глубоких срезов рудных тел и их подрудных сечений. Здесь же отмечается резкое уменьшение размеров и продуктивности ореолов цинка, серебра, мышьяка, таллия, а особенно бария (рис. 5); заметно увеличивается величина отношения цинка к свинцу — от 4:1 до 8:1.

Расчеты коэффициентов корреляции и корреляционных отношений между содержаниями элементов указывают на нестабильность получаемых величин, связанную с неравномерностью распределения минеральных ассоциаций и сложностью условий формирования месторождений. Нередко различные сечения одних и тех же ореолов отличаются знаком

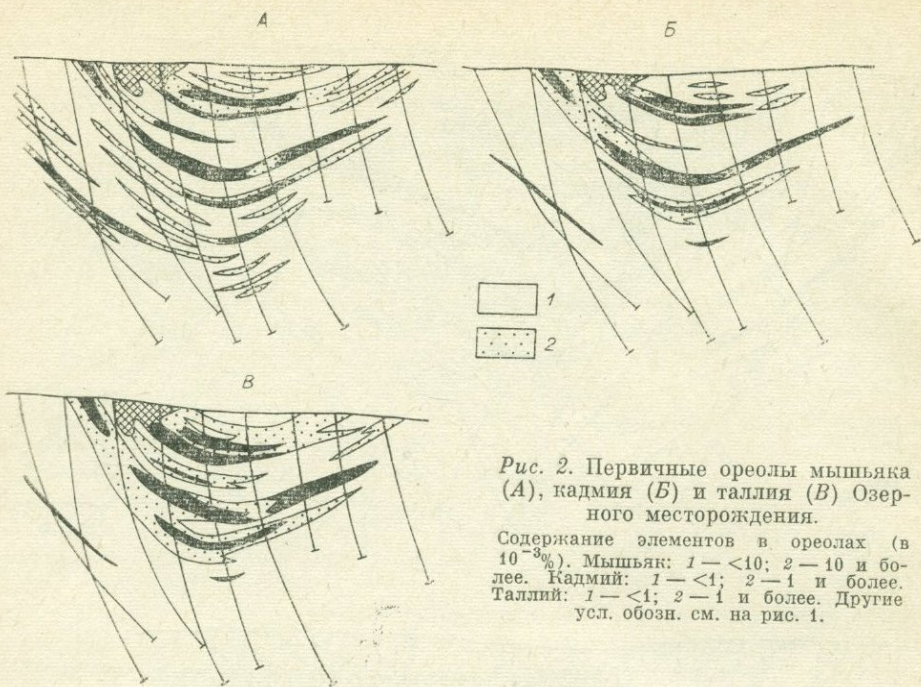


Рис. 2. Первичные ореолы мышьяка (А), кадмия (Б) и теллурия (В) Озерного месторождения.

Содержание элементов в ореолах (в  $10^{-3}\%$ ). Мышьяк: 1 — <10; 2 — 10 и более. Кадмий: 1 — <1; 2 — 1 и более. Теллур: 1 — <1; 2 — 1 и более. Другие усл. обозн. см. на рис. 1.

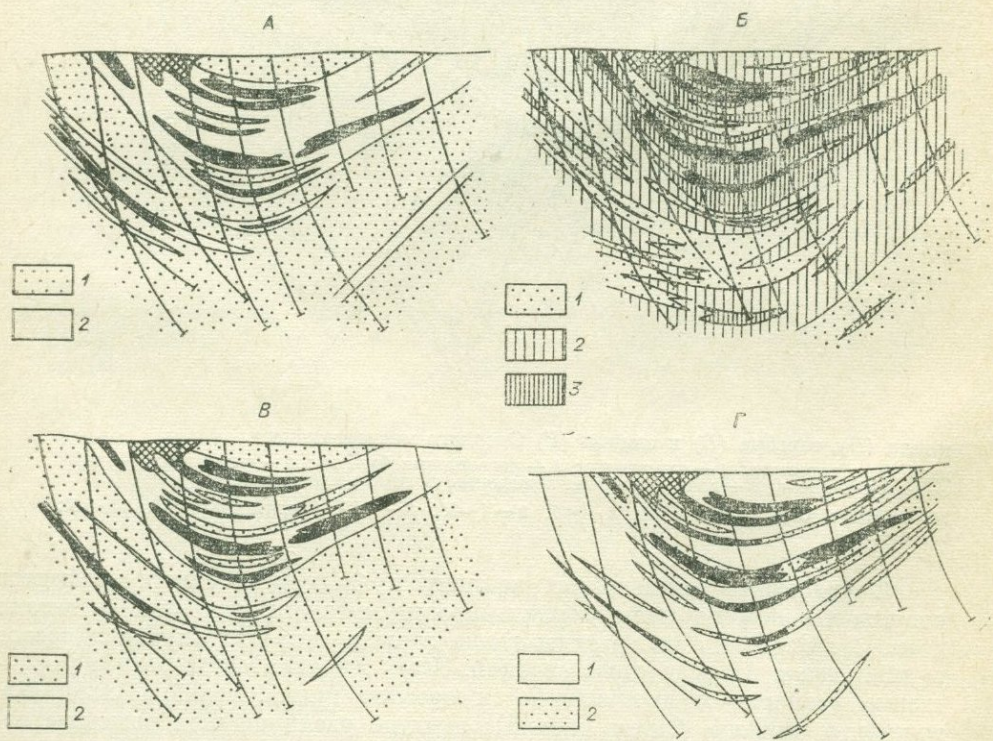


Рис. 3. Первичные ореолы ванадия (А), бария (Б), титана (В) и меди (Г) Озерного месторождения.

Содержание элементов в ореолах (в  $10^{-3}\%$ ). Ванадий: 1 — 2—30; 2 — <2. Барий: 1 — 100—200; 2 — 300—600; 3 — >1000. Титан: 1 — 100—2000; 2 — <100. Медь: 1 — <6; 2 — 6—60. Другие усл. обозн. см. на рис. 1.

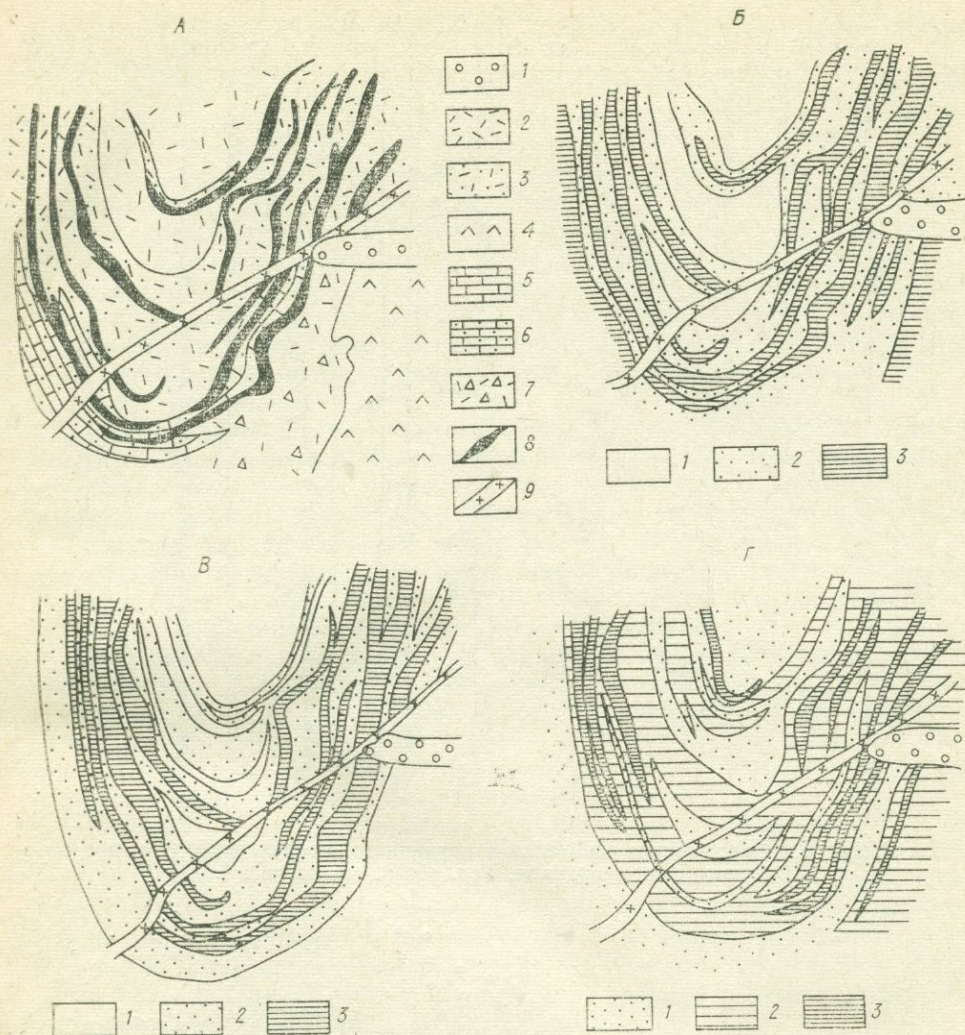


Рис. 4. Схема геологического строения (А) и первичные ореолы марганца (В), цинка (Б) и бария (Г) Ульдзутугуйского месторождения.

1 — рыхлые современные отложения; 2 — кислые эффузивы; 3 — кислые эффузивы и их туфы; 4 — эффузивы среднего состава; 5 — известняки; 6 — туфы карбонатизированные; 7 — туфы брекчированные; 8 — рудные тела; 9 — дайка гранита.

Содержание элементов в ореолах (в  $10^{-3}\%$ ). Марганец: 1 — <100; 2 — 100—300; 3 — >300. Цинк: 1 — 6—10; 2 — 20—60; 3 — 100 и более. Барий: 1 — <10; 2 — 10—60; 3 — >60.

и силой корреляционных связей (Белоголовов, Риш, 1967). Ореолы рудных тел, имеющих близкие параметры, но залегающих в различных по составу вмещающих породах (в частности, туфах, туффитах или известняках, сидеритах) — имеют обычно несопоставимые характеристики.

В связи с процессами контактового метаморфизма, обусловленного влиянием массива гранитов, на глубоких горизонтах Озерного месторождения (700—1300 м) появляются повышенные концентрации рубидия, цезия, молибдена и фосфора.

Сложность состава и строения рудовмещающей толщи, при пологом залегании рудной зоны, не позволяет рассчитывать объективные количественные показатели зональности ореолов для его различных частей. Несмотря на то, что тенденция в изменении контрастности и размеров ореолов для отдельных элементов проявлена достаточно четко, числовые

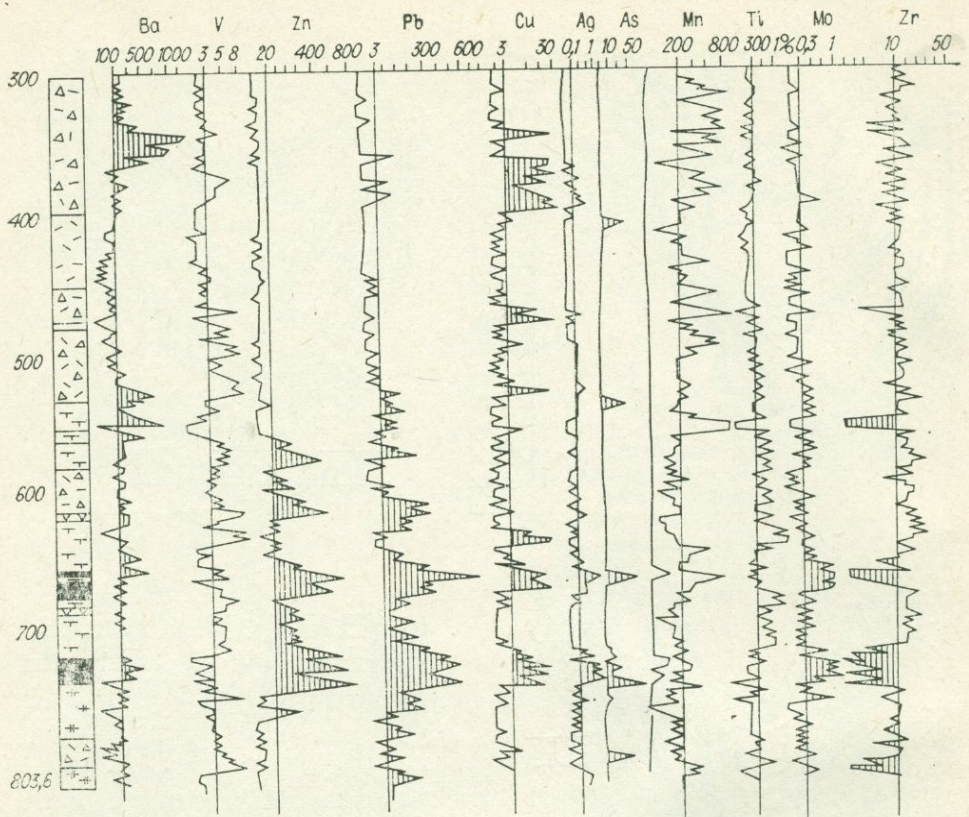


Рис. 5. Графики распределения элементов в первичных ореолах глубокого горизонта Озерного месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 1.

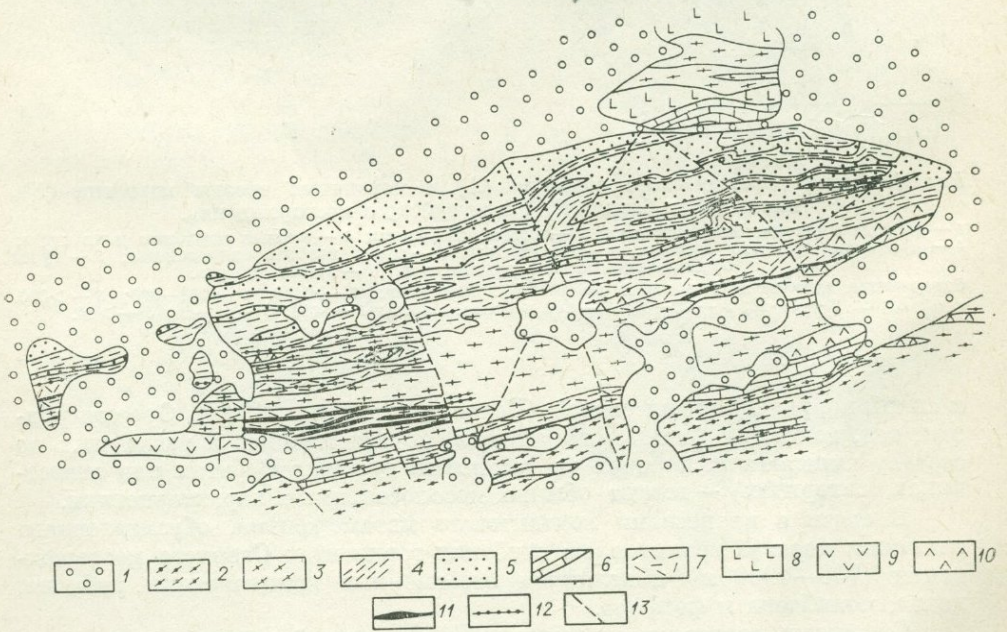


Рис. 6. Схема геологического строения Холоднинского месторождения.  
 1 — рыхлые четвертичные отложения; 2 — гранатово-двусплюдные сланцы; 3 — кварц-серпичитовые сланцы; 4 — гранатовые, кварц-хлорит-серпичитовые филлитовидные сланцы; 5 — кварциты; 6 — мраморы, мраморизованные известняки; 7 — метасоматически измененные (порфиروбластические) породы кварц-карбонат-амфиболового состава, скарноиды; 8 — габбро, габбро-диориты; 9 — серпентиниты, аноперидотитовые актинолит-хлорит-серпентинитовые метапороды; 10 — ортоамфиболиты; 11 — колчеданно-полиметаллические тела; 12 — зоны прожилково-вкрапленных руд; 13 — зоны тектонических нарушений.

величины остаются неустойчивыми, существенно затрудняя интерпретацию.

Геологическое строение и вещественный состав Холоднинского месторождения рассмотрены в работах многих исследователей (Шобогоров и др., 1971; Ручкин и др., 1973, 1975; и др.).

Месторождение приурочено к верхнепротерозойским породам — кварц-серпичитовым, углистым, кварц-мусковитовым, хлорит-амфиболовым сланцам, переслаивающимся с кварцитами, прослоями известняков и пластовыми телами ортоамфиболитов (рис. 6). Породы претерпели динамотермальный метаморфизм (от фации зеленых сланцев до амфиболитовой), пластические и хрупкие деформации и сбраны в сложные складки. С метаморфизмом связано также образование порфиробластических пород гранатового, амфибол-биотит-гранатового состава, нередко с цинковой шпинелью.

На западном фланге месторождения рудоносная толща прорвана массивом гипербазитов, сопровождающимся сульфидной медно-никелевой минерализацией. Массив интенсивно переработан постмагматическими и метаморфическими процессами и представлен серпентинитовыми, актинолит-хлорит-серпентиновыми метапородами. Руды прожилково-вкрапленного типа сложены пирротином, пентландитом, халькопиритом. Рассеянная вкрапленность и прожилки халькопирита, иногда с пиритом, отмечены также в пластовых телах ортоамфиболитов.

Колчеданосные зоны, представляющие серии сближенных рудных тел, прослежены на протяжении до 2—2,5 км, представлены согласными и субсогласными со слоистостью пластообразными залежами мощностью от единиц до нескольких десятков метров. Эти зоны имеют крутое падение (60—80°) и прослежены до глубины 500—700 м без признаков сколько-нибудь существенного выклинивания.

Отмечаются как массивные и полосчатые, так и вкрапленные и прожилково-вкрапленные текстурные разновидности руд. По вещественному составу среди них выделяются существенные серноколчеданные, характерные в основном для лежащего бока залежей, колчеданные свинцово-цинковые, тяготеющие к висячему боку, а также медные. Главные минералы руд — пирит, кварц, сфалерит и галенит, участками — пирротин и халькопирит. К второстепенным и редко встречающимся относятся арсенопирит, блеклая руда, магнетит.

В результате метаморфизма минералы оказались перекристаллизованными, а руды приобрели отличный от первичного структурно-текстурный рисунок. С этими процессами связана мобилизация и переотложение по зонам проницаемости, тектоническим разрывам значительного количества рудного материала, сопровождаемого заметными ореолами рассеяния. Отмечается также образование зон специфических порфиробластовых, скарноподобных пород и накопление отдельных элементов в новообразованных метаморфических минералах. Нередко здесь происходило замещение пирита пирротином, разложение сфалерита и образование цинковой шпинели.

В рудных телах достаточно отчетливо проявляется минеральная зональность. В лежащем боку тела обычно обогащены пиритом, кварцем, нередко — халькопиритом и арсенопиритом, а в висячем — свинцово-цинковой минерализацией.

Во вмещающих породах в пределах рудных зон широко проявлены процессы окварцевания, серпичитизации и сульфидизации, интенсивность и контуры распространения которых строго не коррелируются с параметрами оруденения.

Руды являются преимущественно цинковыми. Отношение содержания цинка к свинцу меняется от 0,1 до 50. Наиболее часто величина этого отношения лежит в интервале значений 5—7; с глубиной она закономерно увеличивается. Градиенты концентраций колеблются от 0,3

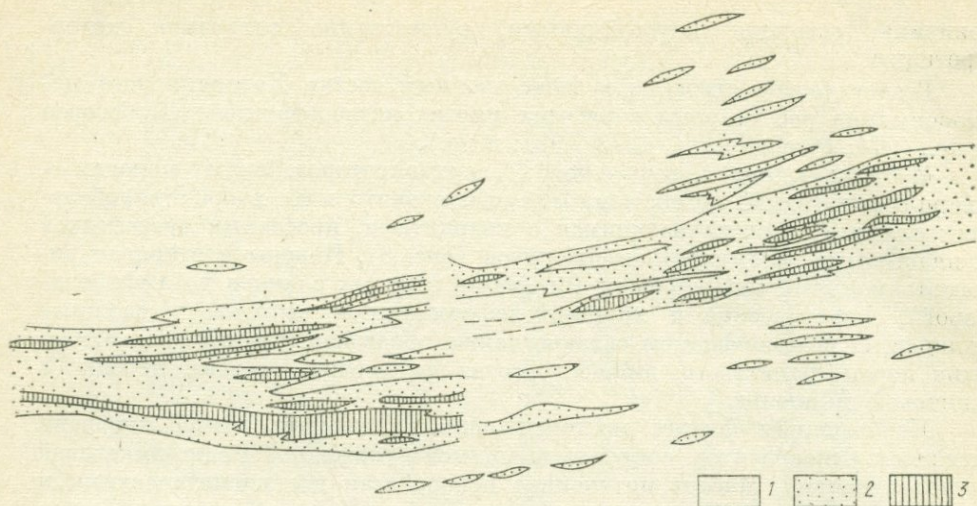


Рис. 7. Первичный ореол цинка Холодинского месторождения в плане ( $10^{-3}\%$ ).  
1 — <10; 2 — 10—100; 3 — >100.

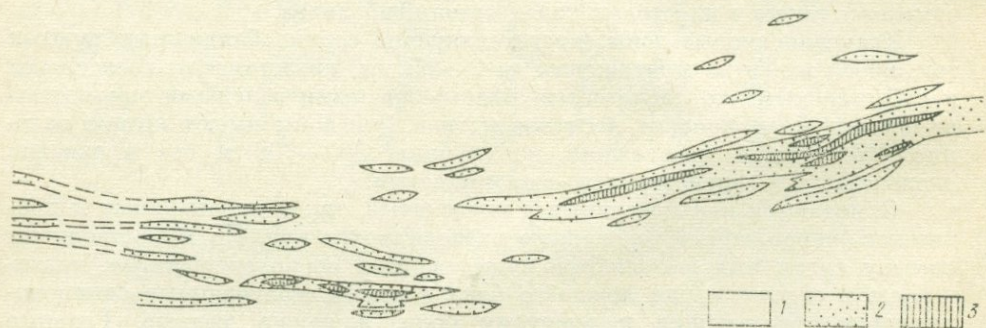


Рис. 8. Первичный ореол меди Холодинского месторождения ( $10^{-3}\%$ ).  
1—7 и менее; 2—8—20; 3 — >20.

до 3,7 на каждые 100 м с локальными изменениями знака на отдельных участках. Между содержаниями свинца и цинка существует вполне значимая положительная корреляционная связь (+0,81; 230 проб). Однако прямая зависимость между концентрациями сульфидов, с одной стороны, и цинка (или свинца) — с другой, не устанавливается.

График распределения меди в рудах имеет полимодальную конфигурацию, преимущественно — с двумя максимумами. Геологический анализ кривой распределения меди свидетельствует о том, что часть меди непосредственно связана со свинцово-цинковой минерализацией (коэффициент корреляции 0,73; 50 проб). Другая часть ее автономна и локализована в существенно колчеданных рудах. Некоторое количество меди ассоциирует с телами метаморфизованных основных пород, а также с сульфидной медно-никелевой минерализацией Холодинского базит-гипербазитового массива.

Первичные ореолы на месторождении изучены с поверхности более чем по 20 пересечениям рудоносной толщи и вмещающих ее пород. В процессе поисковых и разведочных работ опробовано большинство естественных и вскрытых поверхностными горными выработками коренных выходов. Отработаны также данные по 8 разрезам, вскрывающим рудную зону до глубины 400—600 м. Проанализированы сколки, штуфы,

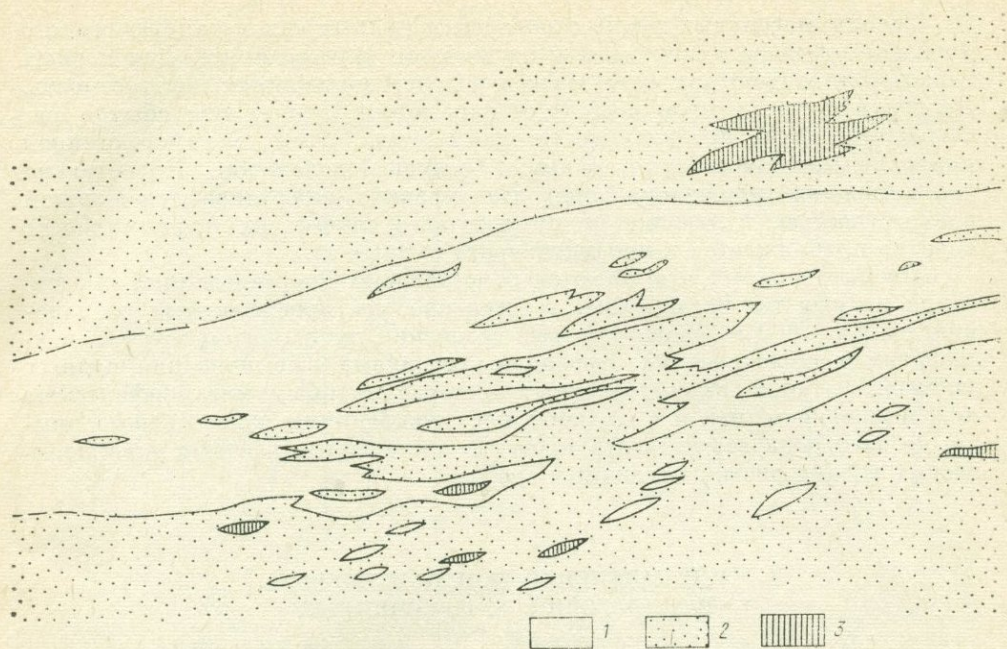


Рис. 9. Зона пониженных концентраций бария Холоднинского месторождения ( $10^{-3}\%$ ).  
1 —  $< 50$ ; 2 — 50—100; 3 —  $> 100$ .

дубликаты керновых и борздовых проб. Шаг пробоотбора варьировал от 1 до 5—10 м.

Главными элементами эндогенных ореолов являются сера, цинк, свинец и медь; более локальны аномалии серебра и германия, практически отсутствуют сурьма, барий, таллий, олово, молибден, висмут и ряд других элементов. Основной ореол месторождения с поверхности имеет ширину 1—1,2 км, по простиранию прослежен на 7—8 км, причем ни тот, ни другой его фланги пока еще не оконтурены (рис. 7—9).

Максимальные ореолы образует цинк (сера не рассматривается, так как анализировалась не во всех пробах). В стороны от зальбандов рудных тел аномальные концентрации цинка распространяются на первые десятки метров, при содержаниях в сотые и десятые доли процента. Более локальны ореолы свинца — со стороны висячего бока рудных тел ширина их обычно не более 10—15 м.

Значительно более сложными формами характеризуются ореолы меди. На многих изученных пересечениях рудной зоны наиболее высокая их продуктивность отмечается со стороны лежащего бока рудных тел. Отдельные тела либо вовсе не сопровождаются ореолами меди, либо дают слабоконтрастные, небольшой мощности ореолы (до первых метров по нормали). Известны медные аномалии и вне прямой связи с колчеданными залежами.

Мышьяк обнаруживается только вблизи относительно мощных рудных зон с высокими концентрациями свинца, цинка и меди. Вследствие низкой чувствительности анализа на этот элемент (0,01%) обнаруженные ореолы обычно невелики по размерам и фиксируются лишь близ рудных тел.

Рудная зона обозначается пониженными (относительно фона) содержаниями бария (см. рис. 9). Лишь на отдельных разрозненных участках концентрации этого элемента на порядок выше фонового. Аналогичная тенденция отмечается и для ванадия.

Ореолы массивных рудных залежей и рудных тел метаморфогенного происхождения достаточно четко отличаются друг от друга. Для первых характерна асимметрия структуры и в целом пониженная контрастность. Продуктивность их мало зависит от параметров рудных тел; обычно она несравнимо ниже продуктивности последних. Зоны метаморфогенной минерализации чаще всего занимают секущее положение относительно напластования вмещающих пород. Как правило, они отличаются высокой контрастностью, в отличие от предыдущего случая, их продуктивность нередко приближается к продуктивности рудных тел.

Несмотря на то, что имеются относительно многочисленные пересечения рудных тел и связанных с ними ореолов, прослеженных по падению на 400—600 м, сложность распределения рудных компонентов, обусловленная геологическим строением, условиями формирования рудных залежей, а также их интенсивным и неравномерным метаморфическим преобразованием, как и в случае с месторождениями палеозойского цикла, не дает пока возможности провести достоверные расчеты параметрических характеристик первичных ореолов.

Г. Г. КАЗАНЕНКО, Д. Н. ПАНТЕЛЕЕВ,  
В. Д. БОГОВИН, Е. Н. СВИНИНЫХ

### ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ И РАЗВЕДКЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САРДАНИНСКОГО ТИПА

Сарданинский рудный узел, включающий стратиформные свинцово-цинковые месторождения Сардана, Уруй, Перевальное и ряд рудопроявлений подобного типа, располагается в пределах Юдомо-Майской складчато-глыбовой зоны (Юго-Восточная Якутия), с запада и востока ограниченной разломами глубинного заложения. Для данного региона характерен терригенно-карбонатный состав разреза осадочных образований рифея, венда и палеозоя, широкое развитие пликативных и дизъюнктивных дислокаций и проявление магматизма в виде субпластовых и дайковых тел диабазов, долеритов, сиенитов, щелочных ортофиринов и туфов (рис. 1). Возраст магматических образований датируется поздним рифеем, вендом и средним палеозоем.

Свинцово-цинковое оруденение локализуется в верхней существенно карбонатной части разреза юдомской свиты (венд). Рудовмещающими породами являются брекчиевидно-полосчатые и сахаровидные доломиты, образующие невыдержанные по простиранию метасоматические тела, согласные с напластованием замещаемых ими известняков. Рудные тела представлены согласными неправильно-линзовидными залежами, реже согласными и секущими жилами. Минералогический состав руд прост и определяется наличием таких минералов, как сфалерит, галенит, пирит, доломит и кальцит. Среди гипергенных минералов преобладают смитсонит, церуссит, гидроокислы железа. Зона окисления на изученных месторождениях выражена достаточно четко и контролируется участками распространения тектонически ослабленных пород, что придает ей линейный характер. О глубине проявления процессов гипергенного преобразования руд и пород можно судить по находкам вторичных минералов зоны окисления на глубинах более 100 м (участок Северный месторождения Сардана).

В пределах месторождений Сардана и Уруй и на прилегающих площадях проведен комплекс поисково-геохимических работ, включающих

Средние содержания химических элементов в разрезе вендских и кембрийских отложений месторождений Сардана и Уруй (Zn, Pb, Co, Ni, Cu —  $10^{-3}\%$ ; Ag —  $10^{-5}\%$ ; Mn —  $10^{-2}\%$ ).

Горизонт	Zn	Pb	Ag	Mn	Co	Ni	Cu
I	6,8	3,4	1,1	5,3	1,7	4,6	3,6
II	6,4	1,7	0,7	21,7	1,9	5,9	2,9
III	12,1	4,0	5,4	4,0	1,8	9,4	7,1
IV	3,6	1,2	0,7	9,0	1,2	3,4	1,6
V	1,9	0,9	—	3,7	0,1	0,5	0,6
VI	2,0	0,7	—	4,8	—	—	0,5
VII	—	2,2	1,6	2,6	0,2	0,9	1,1
VIII	—	1,5	1,5	4,2	0,3	0,5	1,4
IX	—	0,8	—	4,0	—	0,2	0,4
X	—	0,7	0,7	3,3	0,2	0,8	1,0
XI	3,1	1,4	0,7	3,5	0,9	2,0	1,6
XII	3,7	2,0	0,8	4,3	0,7	1,4	1,7
XIII	2,6	1,1	—	6,3	0,6	1,1	1,4

Примечание. I и II — известняки и мергели усть-майской и чайской свит соответственно (средний кембрий); III — кремнисто-глинистые породы ишанской свиты (нижний кембрий); IV — глинисто-карбонатные породы пестроцветной свиты (нижний кембрий); V — XIII — отложения юдомской свиты (венд); V и VI — известняки и доломиты продуктивного горизонта соответственно, VII — битуминозные известняки, VIII — битуминозные доломиты, IX — доломиты, X — известняки, XI — пестроцветные мергели, XII — песчаники, XIII — кремнистые доломиты и известняки нижней пачки. Прочерки — содержания элемента ниже порога чувствительности анализа.

литохимическое опробование руд и вмещающих пород, вторичных ореолов и потоков рассеяния и гидрогеохимическое опробование поверхностных водотоков и источников. В полевых условиях выполнен химический анализ гидрохимических проб с определением макро- и микрокомпонентов, условий водной среды, а также получены концентраты водных проб по методу ВИТР-ЛТИ. Полуколичественный спектральный анализ геохимических проб произведен в лаборатории Якутского ГУ методом прощипки на приборе ДФС-8 с расшифровкой спектрограмм на широкий круг элементов. Ртуть определялась атомно-абсорбционным методом на приборе РАФ-1. Статистическая обработка аналитической информации произведена в соответствии с существующими требованиями.

Содержания микроэлементов в осадочных породах венда и нижнего палеозоя изменяются в широких пределах. Минимальные их концентрации свойственны карбонатным породам продуктивного горизонта и прилегающих частей разреза, а максимальные — терригенно-карбонатным и терригенным породам (табл. 1). Колебания в содержаниях микроэлементов обусловлены литологической неоднородностью изученного разреза, причем проявляется зависимость от степени карбонатности-терригенности осадочных образований. Это подтверждается существенной положительной корреляционной связью между количеством нерастворимого остатка в породах и содержанием в них микроэлементов.

Характерной особенностью руд месторождений Сардана, Уруй и Перевальное является их существенно сфалеритовый, либо галенит-сфалеритовый состав. В отдельных пересечениях установлены руды колчеданного типа. Отношение цинка к свинцу варьирует в широких пределах, в среднем составляя 3:1. В качестве элементов-примесей в них присутствуют ртуть, серебро, кадмий, германий. Спорадически отмечаются мышьяк и сурьма. Корреляционным анализом выявлена существенная положительная связь между основными рудогенными элементами и их спутниками. В случае руд колчеданного типа к этой группе примыкают мышьяк, сурьма и железо. В устойчивой отрицательной связи с рудогенными элементами находится кремний, в меньшей степени алюминий.

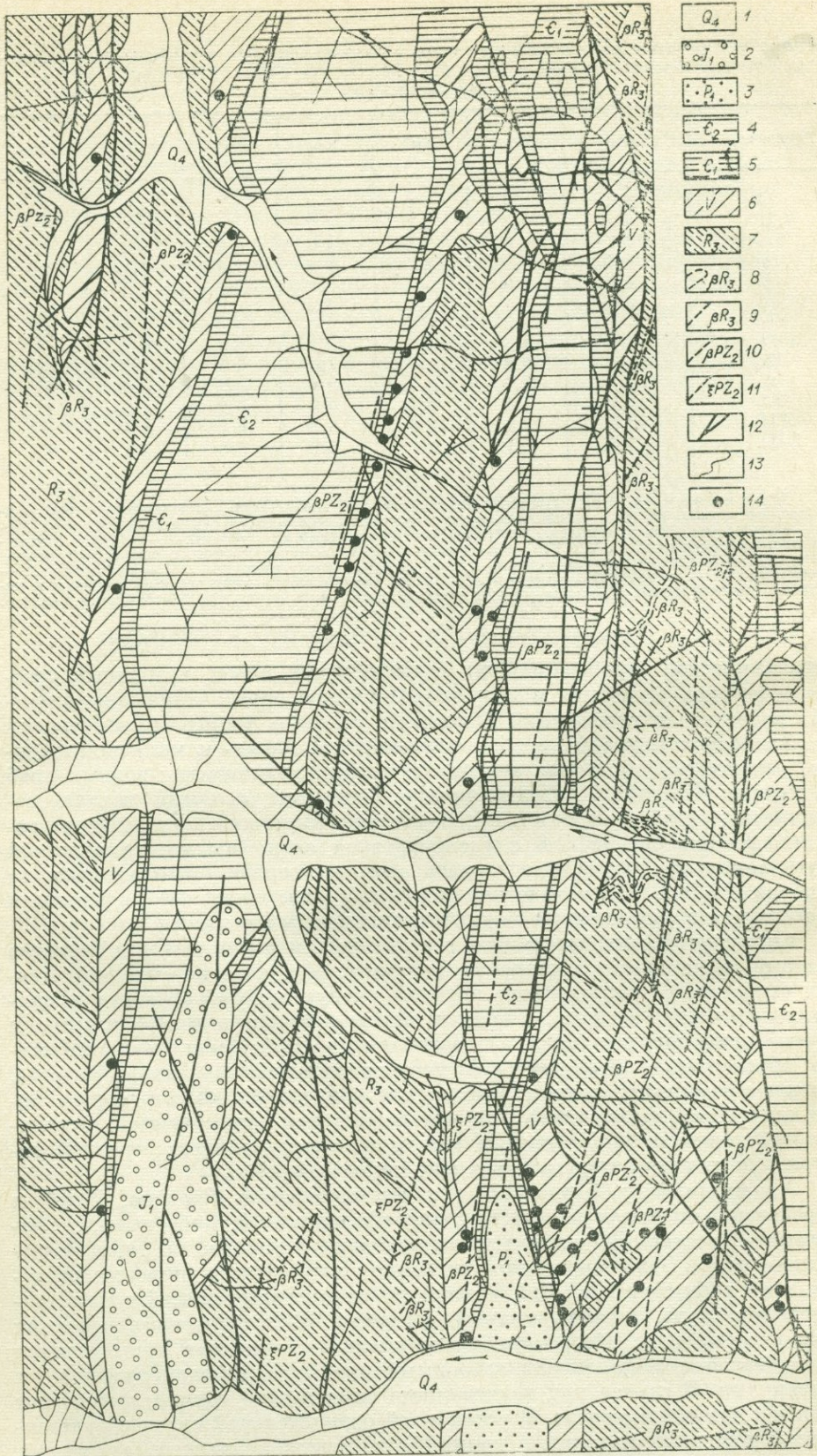


Таблица 2

Фоновые и минимально аномальные содержания химических элементов в породах продуктивного горизонта юдомской свиты (Pb, Zn —  $10^{-3}\%$ ; Hg —  $10^{-6}\%$ )

Элемент	$C_{\text{ф}}$	$C_{a_1}$	$C_{a_2}$	$C_{a_3}$	Стандартный множитель
Свинец . . . . .	0,2	0,53	1,3	3,4	2,6
Цинк . . . . .	3,0	5,3	9,2	16,5	1,8
Ртуть . . . . .	0,42	0,7	1,1	1,9	1,7

Примечание. Здесь и в табл. 3  $C_{\text{ф}}$  — геохимический фон;  $C_{a_1}$ ,  $C_{a_2}$ ,  $C_{a_3}$  — минимально аномальные содержания элементов с вероятностью соответственно 85, 98 и 99,9%.

Первичные ореолы изучались путем литохимического опробования керна скважин и искусственных обнажений (канал) методом пунктирной борозды. Интервал отбора проб варьирует от 5 до 1 м. Необходимо отметить, что исследуемые рудные объекты находятся в начальной стадии изучения и поэтому всесторонней характеристики ореолов пока дать нельзя.

В качестве иллюстрации первичных ореолов представлен разрез, составленный по скважинам 17, 18 и 44 (Центральный участок месторождения Сардана), который является наиболее представительным по числу пересечений (рис. 2). В данном разрезе вскрыта двоякая рудная залежь, гипсометрически выше и ниже которой установлены зоны рассеянной рудной минерализации. Для определения геохимического фона и минимально аномальных содержаний элементов использованы пробы безрудной скважины № 20, пройденной севернее иллюстрируемого разреза. При учете литологической неоднородности юдомской свиты и прилегающих слоев позднего рифея и кембрия расчет среднестатистических параметров произведен только для продуктивного горизонта (табл. 2). Статистические параметры для серебра, кадмия и германия не рассчитывались, поскольку встречаемость значимых содержаний этих элементов за пределами рудных залежей незначительна.

По рассчитанным параметрам околонуены ореолы (рис. 3—5), которые развиваются согласно с напластованием рудовмещающих пород и имеют размеры, значительно превосходящие размеры рудных залежей. Характерной особенностью в строении ореолов является то, что наиболее высокие концентрации рудных элементов отмечены в породах, залегающих стратиграфически выше продуктивного горизонта. Аналогичное строение ореолов наблюдается и в других пересечениях. Так, скв. № 21 на Центральном участке месторождения Сардана вскрыты убогие существенно сфалеритовые руды мощностью 3 м, стратиграфически выше которых наблюдается 3-метровая ореольная зона с постепенным снижением содержаний свинца, цинка и ртути от руды вмещающим породам. Стратиграфически ниже такой аномальной зоны не отмечается.

Рис. 1. Геологическая схема района месторождений Сардана и Уруй (составлена с использованием материалов А. И. Старшкова, ЯТГУ).

1 — аллювиальные образования современных водотоков; 2 — терригенные породы нижнеюрского возраста; 3 — терригенные породы раннепермского возраста; 4 — известняки и мергели среднего кембрия (чайская и усть-майская свиты); 5 — кремнисто-глинистые и глинисто-карбонатные породы нижнего кембрия (пестроцветная и ишанская свиты); 6 — известняки, доломиты, мергели, кварцевые песчаники юдомской свиты (венд); 7 — песчаники и алевролиты позднего рифея (усть-кирбинская и кандыкская свиты); 8 — силлы диабазов (поздний рифей); 9 — дайки диабазов (поздний рифей); 10 — дайки диабазов (средний палеозой); 11 — дайки щелочных пород (средний палеозой); 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы; 14 — проявления свинцово-цинковой минерализации.

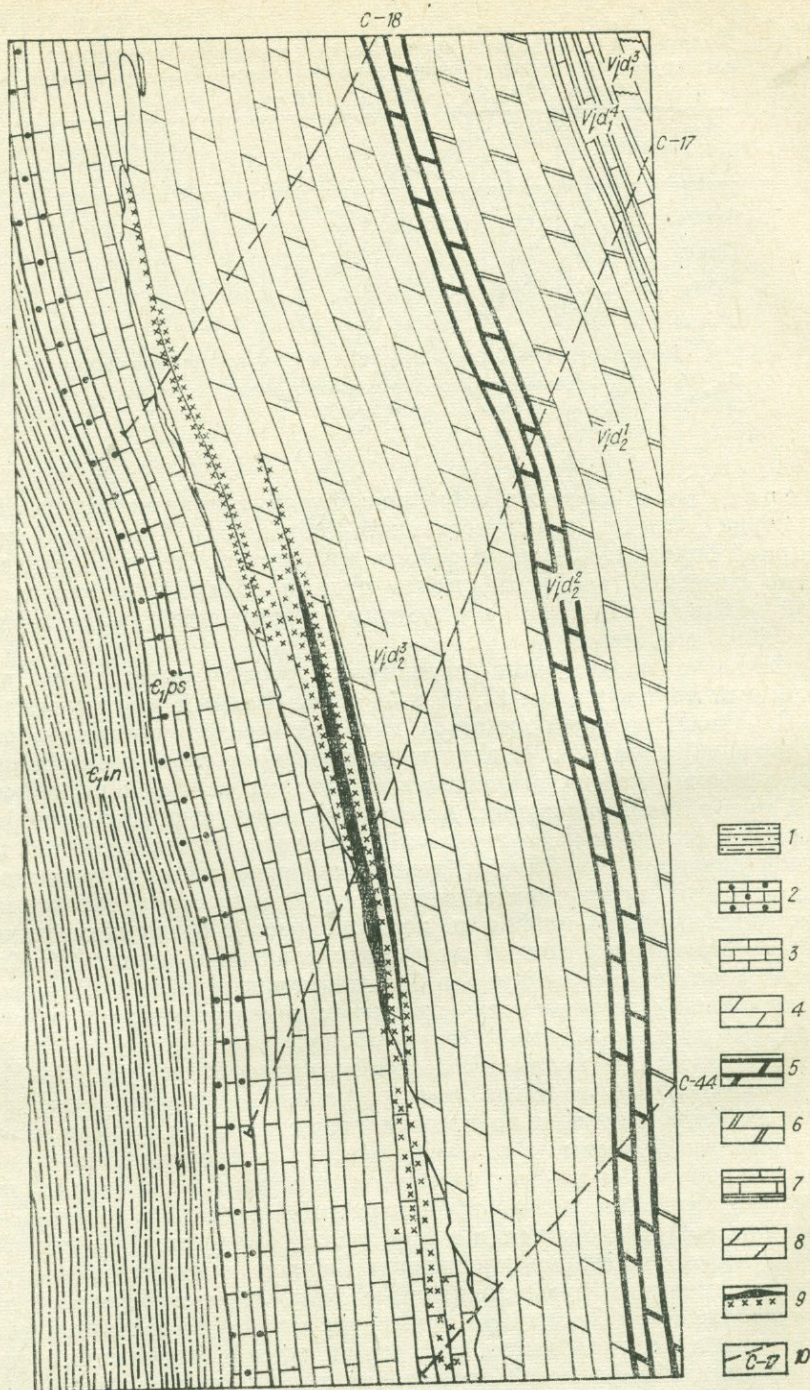


Рис. 2. Геологический разрез по скважинам 17, 18, 44 (южный фланг Центрального участка месторождения Сардана).

1 — кремнисто-глинистые породы, иниканская свита; 2 — глинисто-карбонатные породы, пестроцветная свита; 3 — 8 — юдомская свита: 3 — известняки продуктивного горизонта, 4 — доломиты продуктивного горизонта, 5 — битуминозный горизонт, 6 — доломитовый горизонт, 7 — горизонт волнистослоистых известняков, 8 — пестроцветный горизонт; 9 — рудные тела и зоны рассеянной минерализации; 10 — скважины.

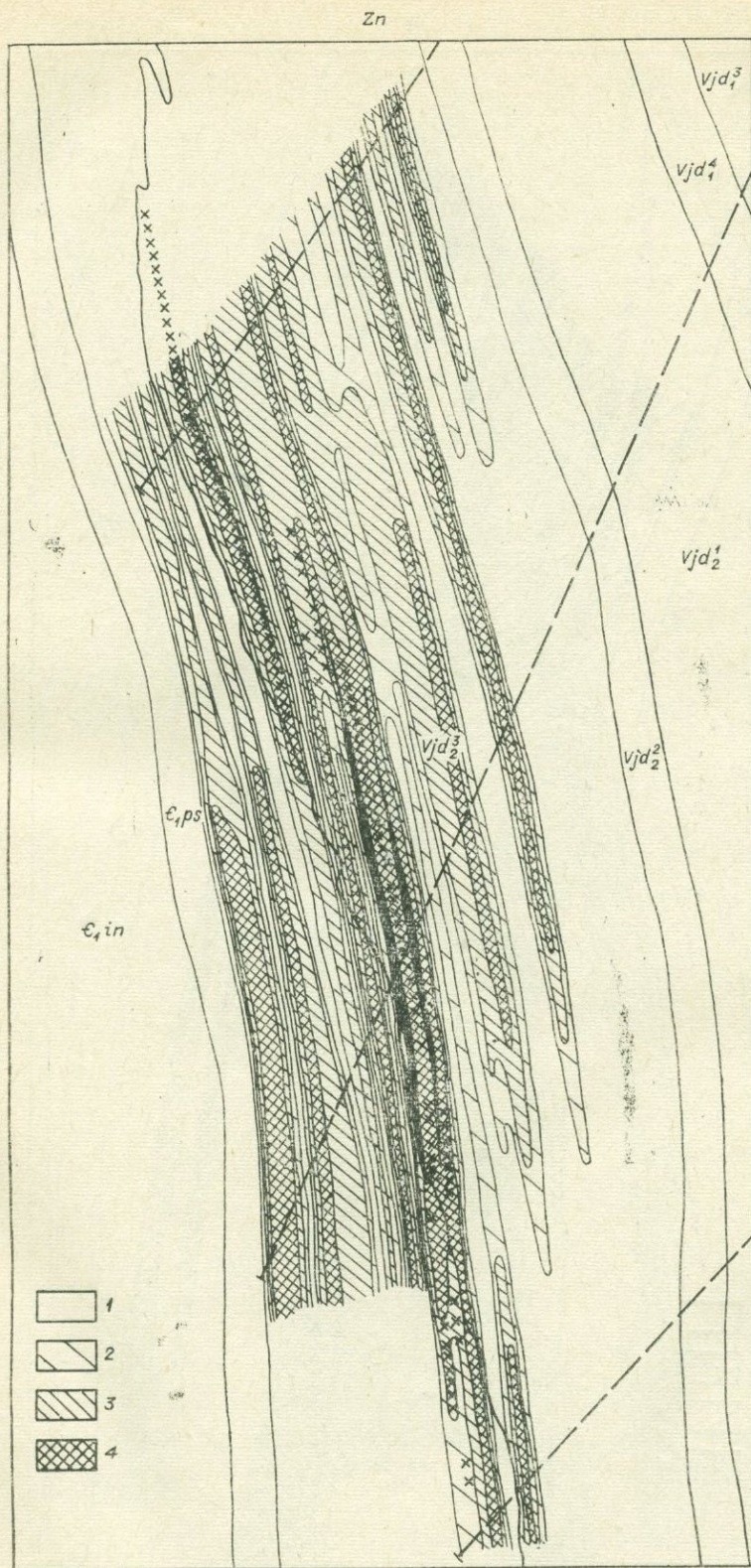


Рис. 3. Эндеогенные ореолы цинка (содержание в %) в разрезе скважин 17, 18 и 44.

1 —  $< 0,007$ ; 2 —  $0,007$ ; 3 —  $0,01 - 0,015$ ; 4 —  $> 0,015$ .

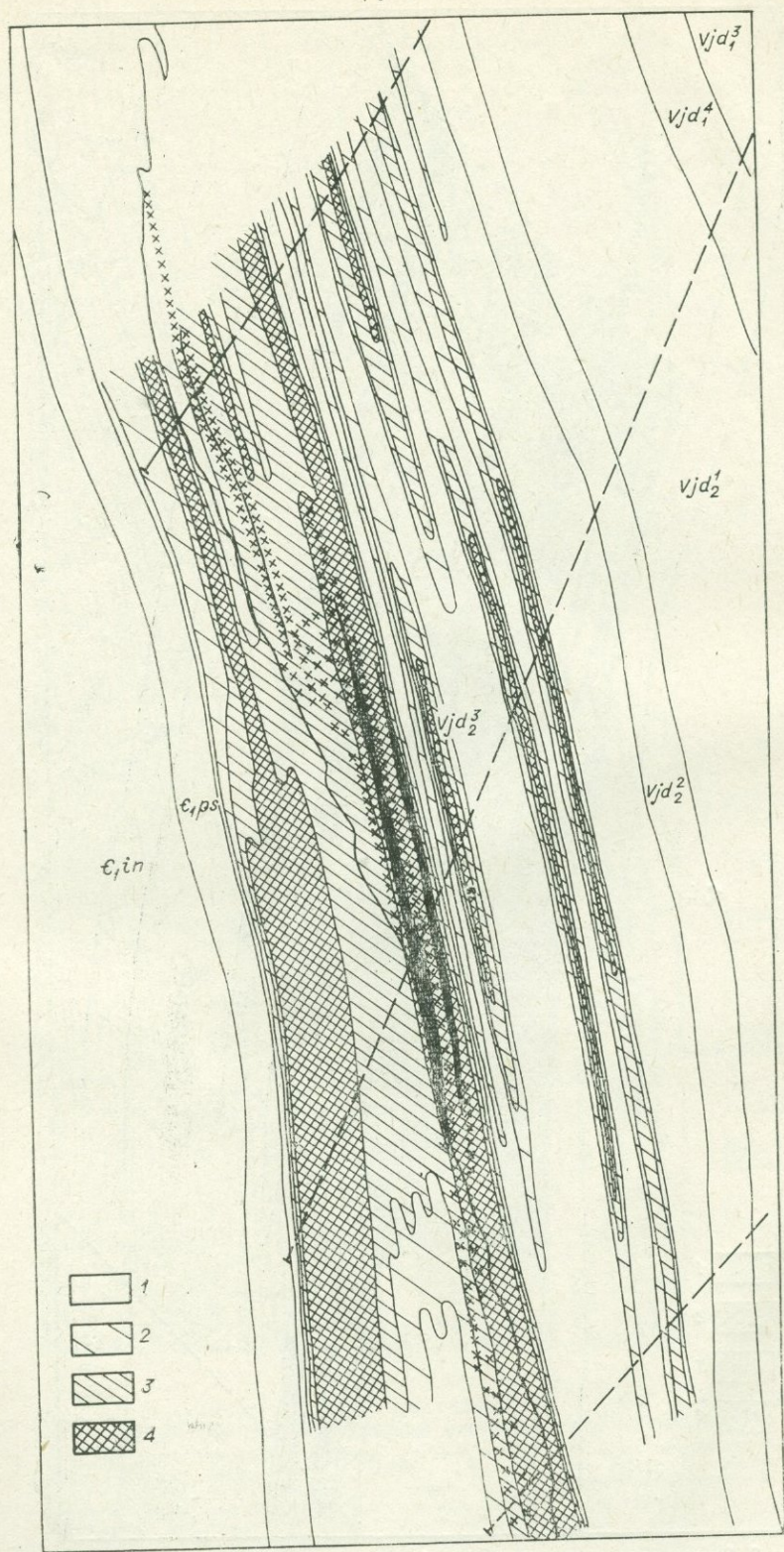


Рис. 4. Эндогенные ореолы свинца (содержание в %) в разрезе скважин 17, 18 и 44.  
 1 — <0,0007; 2 — 0,0007 — 0,001; 3 — 0,0015 — 0,003; 4 — >0,003.

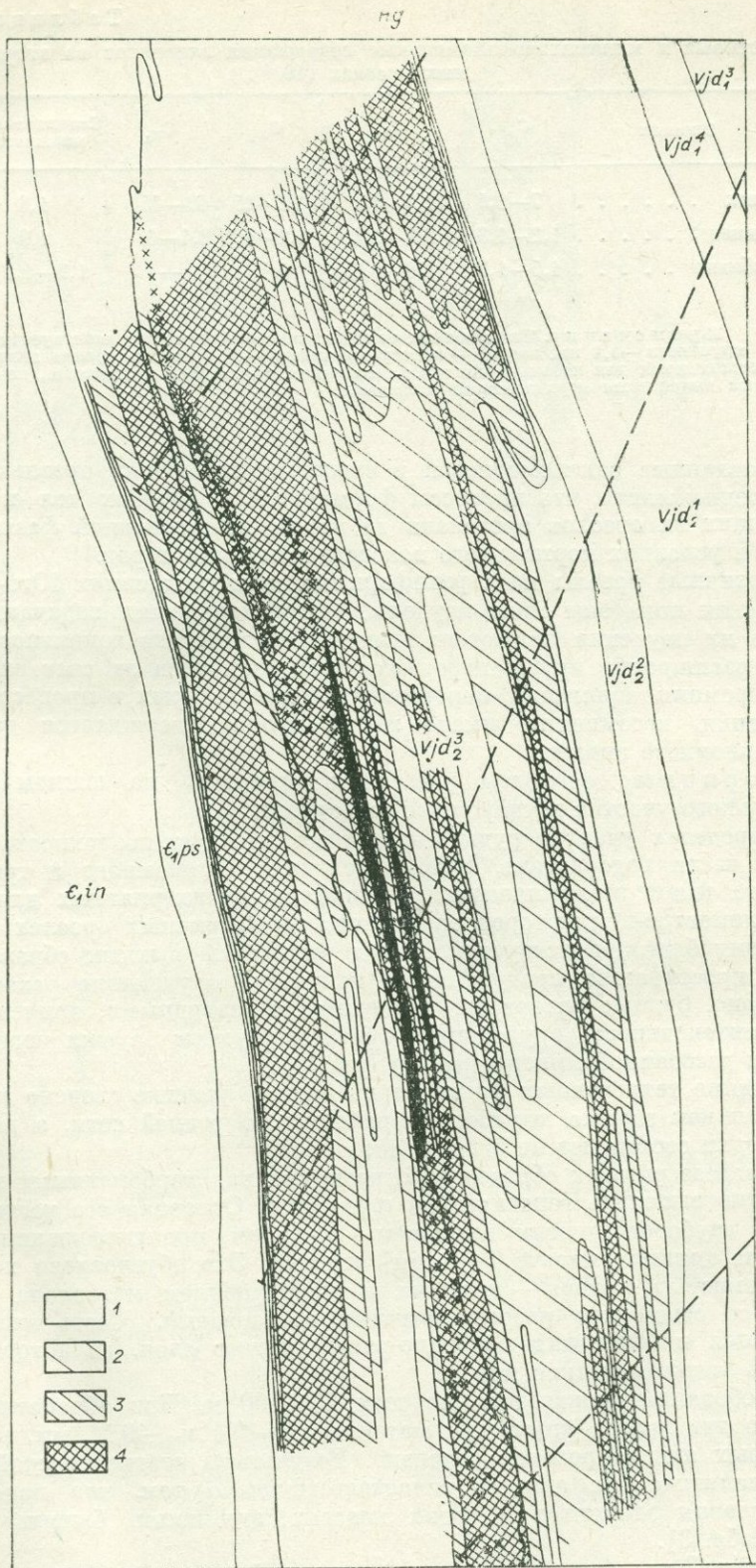


Рис. 5. Эндеогенные ореолы ртути (содержание в  $n \cdot 10^{-7} \%$ ) в раз-  
 резе скважин 17, 18 и 44.  
 1 — <7; 2 — 10; 3 — 11—18; 4 — >18.

Таблица 3

Фоновые и минимально аномальные содержания элементов во вторичных ореолах ( $10^{-3}\%$ )

Элемент	$C_{\phi}$	$C_{a_1}$	$C_{a_2}$	$C_{a_3}$	Стандартный множитель
Цинк . . . . .	7—8,5	12,5—15	22—25	40—45	1,8
Свинец . . . . .	1,2—1,3	2,2—2,4	4,2—4,7	8,4—9	1,9
Кобальт . . . . .	1,5—1,3	0,8—0,75	0,45	—	1,9—1,7

Примечание. Из двойных числовых значений первое соответствует классу крупности  $-0,4$  мм, второе — классу крупности  $-0,16$  мм материала литохимических проб; для кобальта приведены минимально аномальные значения, по которым выделяются отрицательные аномалии.

Выявленные закономерности в строении первичных ореолов позволяют предположить, что процессы формирования рудных тел и сопровождающих их ореолов протекали до проявления основной фазы складчатости в условиях нормального пологого залегания пород.

Первичные ореолы на стратиформных месторождениях Юго-Восточной Якутии пока еще мало изучены. Первоочередными задачами дальнейшего их изучения являются: выявление элементов зональности ореолов и расширение круга информативных элементов за счет стронция, бария, кремния, алюминия, перераспределение которых в процессе рудообразования, несомненно, имело место, что подтверждается данными корреляционного анализа.

Вторичные ореолы рассеяния изучались на южном фланге Центрального участка месторождения Сардана.

В пределах участка руды выходят на дневную поверхность в вершинной части водораздела, т. е. в условиях автономного и трансэлювиального типов геохимических ландшафтов, благоприятных для выявления элементов-индикаторов оруденения во вторичных ореолах рассеяния. Этому благоприятствует и малая мощность рыхлых образований.

По простиранию продуктивного горизонта оруденение развито неравномерно, рудные интервалы чередуются с безрудными, причем меняется и интенсивность оруденения — богатые рудные залежи чередуются с зонами рассеянной минерализации (рис. 6).

Влияние техногенных факторов на данном участке сведено к минимуму, так как горные выработки пройдены по редкой сети, а давность их проходки составляет не более 2 лет.

В разрезе рыхлых образований, развитых над карбонатными породами, трудно выделить генетические горизонты. Основная его часть представлена грубообломочным делювием — элювием, практически лишенным материала тонких (мельче  $1-2$  мм) классов. Это обусловлено хорошей дренируемостью элювия — делювия и перемещением материала тонких классов к основанию разреза рыхлых образований. Часть мелкозема сохраняется в основании почвенно-растительного слоя, из которого отбирались литохимические пробы.

Опробование произведено по сети  $20 \times 100$  м. При обработке проб выделено два класса крупности материала:  $-0,4$  и  $-0,16$  мм, каждый из которых анализировался отдельно. Результаты статистической обработки аналитических данных свидетельствуют о том, что параметры распределения элементов в обоих классах крупности близки между собой (табл. 3).

В табл. 3 не включены данные по серебру, кадмию и германию, встречаемость значимых содержаний которых на фоновых участках меньше 50%. Ртуть во вторичных ореолах не определялась.

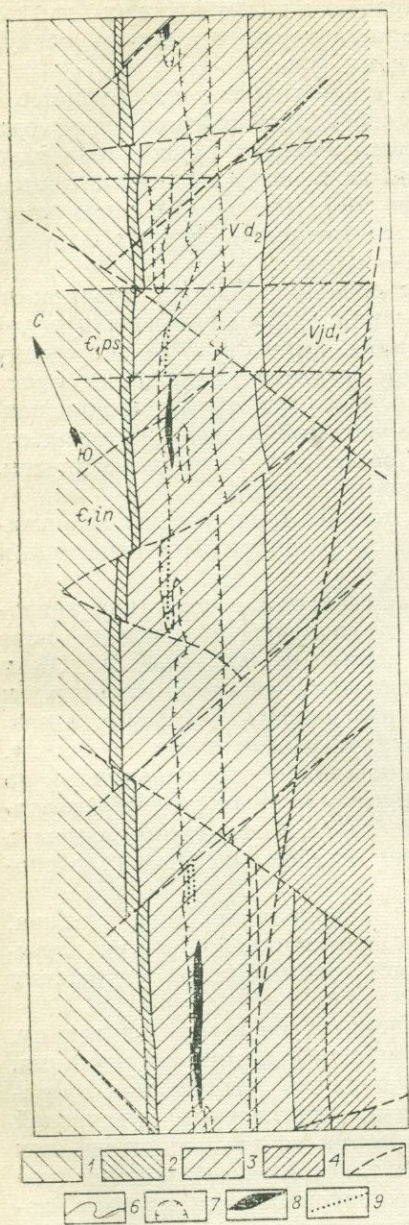


Рис. 6. Фрагмент геологического плана южного фланга Центрального участка месторождения Сарда (составлен по материалам В. М. Крутия, В. Д. Конкина, А. И. Донца, И. З. Исакович, ЦНИГРИ).

1 — кремнисто-глинистые породы нижнекарбонской свиты; 2 — глинисто-карбонатные породы пестроцветной свиты; 3 — известняки и доломиты верхней подсвиты юдомской свиты; 4 — известняки, доломиты, мергели и песчаники нижней подсвиты юдомской свиты; 5 — разрывные нарушения; 6 — геологические границы; 7 — контуры рудоносных доломитов; 8 — рудные тела; 9 — зоны рассеянной рудной минерализации.

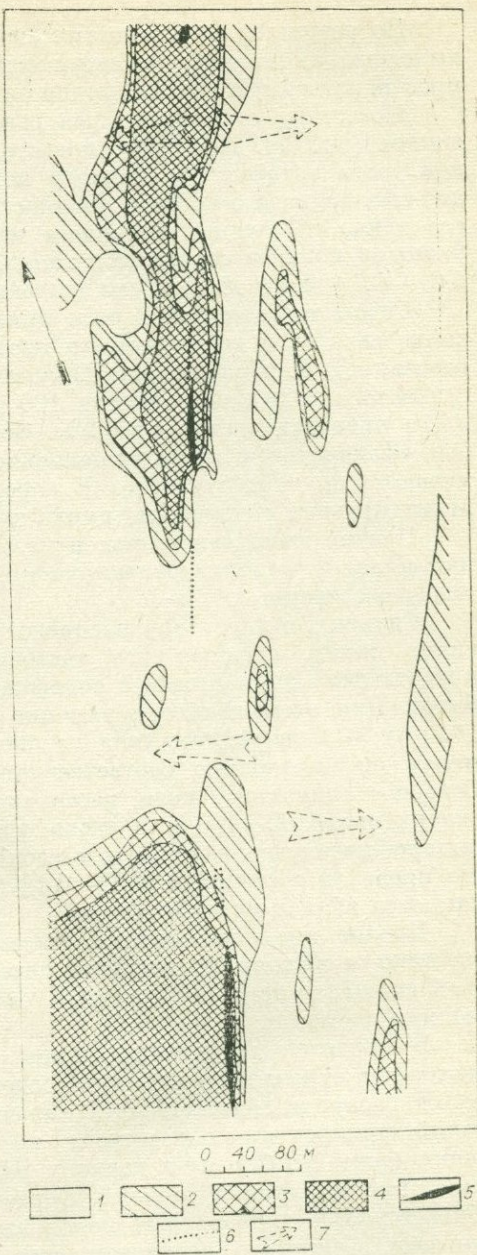


Рис. 7. Вторичные ореолы рассеяния цинка на южном фланге Центрального участка месторождения Сарда.

1—4 — содержание цинка (%): 1 —  $<0,01$ ; 2 —  $0,015-0,02$ ; 3 —  $0,03$ ; 4 —  $>0,03$ . 5 — рудные тела; 6 — зоны рассеянной рудной минерализации; 7 — направление уклона поверхности.

По результатам статистической обработки аналитических данных выделены аномальные геохимические поля, которые проявляют четкую пространственную связь с рудными залежами (рис. 7—9).

По цинку оконтурено два основных аномальных поля: северное и южное (рис. 7). Последнее представляет собой широкий шлейф, в верхней части которого на дневную поверхность выходит рудное тело галенит-сфалеритового состава. Полностью оно не оконтурено, прослеженная его длина по склону составляет не менее 160—180 м. Основную часть площади шлейфа составляют аномалии с содержанием цинка в пределах 0,07—0,7% с преобладанием значений 0,1—0,5%.

Северное аномальное поле цинка в своей южной части пространственно связано с небольшой по протяженности рудной залежью и зоной рассеянной минерализации. Нижняя граница поля смещена по склону относительно рудного тела до 100 м. Максимальные содержания цинка в его пределах достигают 0,2%. Северная часть фиксирует эродированные сфалеритовые руды, элювиально-делювиальные развалы которых отмечаются на этом участке. В коренном залегании руды не вскрыты. Максимальные содержания цинка здесь достигают 0,5%.

Прочие аномалии цинка, показанные на рис. 7, по уровню содержания и малому числу коррелирующихся точек не могут быть отнесены к числу достоверных.

Свинец, по характеру распределения аномальных содержаний аналогично цинку, образует два аномальных поля (рис. 8). Южное поле представлено аномалиями с содержанием свинца от 0,02—0,05 до 1% и более. При этом наиболее высокие концентрации элемента тяготеют к участку выхода рудного тела на дневную поверхность. По форме и размерам оно полностью соответствует таковому, выделенному по цинку. Северное аномальное поле рассеяния свинца имеет протяженность по склону около 80—100 м и тесно ассоциирует с рудным телом, выходящим на дневную поверхность в верхней его части. Содержания свинца в его пределах составляют 0,01—0,1%, причем наибольшие из них располагаются вблизи рудной залежи.

Прочие аномалии свинца, выделенные в восточной части участка, тяготеют к выходу на дневную поверхность песчаниковой пачки юдомской свиты, в пределах которой отмечались повышенные содержания данного элемента.

В пределах аномальных полей, выделенных по цинку и свинцу, постоянно отмечаются значимые содержания серебра, кадмия и германия.

В распределении кобальта характерно наличие отрицательных аномалий, приуроченных к выходу на дневную поверхность рудоносной пачки (рис. 9). Сходную картину распределения во вторичных ореолах имеет никель, хром и ванадий. Образование таких аномалий обусловлено обедненностью карбонатных пород верхнеюдомской подсвиты этими элементами. Сочетание положительных аномалий цинка, свинца, серебра, кадмия и германия с отрицательными аномалиями кобальта и никеля позволяет в значительной степени уточнить местоположение рудных объектов для вскрытия горными выработками.

Месторождение Уруй в отличие от Центрального участка месторождения Сардана характеризуется более сложным геологическим строением, что обусловлено его положением в зоне Акрипского глубинного разлома и интенсивным проявлением разрывной тектоники. Рудные залежи и вмещающие их породы зачастую перекрыты элювиально-делювиальными кремнисто-глинистыми образованиями инканской свиты. Характерны вышележающие водоразделы, лишенные растительности; склоны отличаются различной крутизной и разнообразным характером растительного покрова, а следовательно, и различным режимом сезонного слоя. Все это предопределило необходимость проверки эффективности литохимических поисков по вторичным ореолам на этом участке в условиях слож-

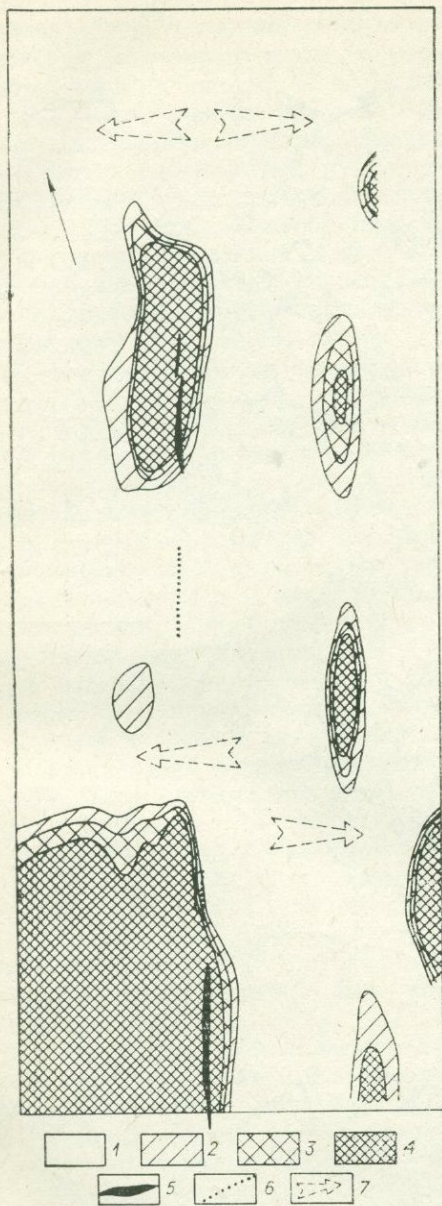


Рис. 8. Вторичные ореолы рассеяния свинца на южном фланге Центрального участка месторождения Сардана.

1-4 — содержание свинца (%): 1 — <math>< 0,003</math>; 2 — 0,003; 3 — 0,005 — 0,007; 4 — > 0,007. 5 — рудные тела; 6 — зоны рассеянной рудной минерализации; 7 — направление уклона поверхности.

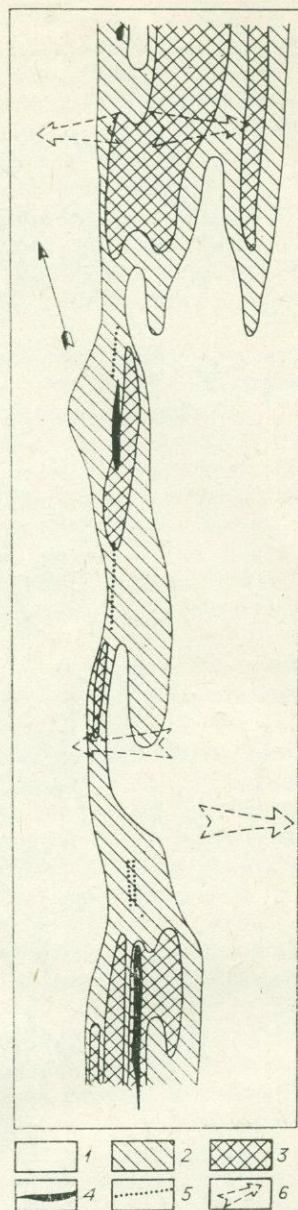


Рис. 9. Вторичные ореолы рассеяния кобальта на южном фланге Центрального участка месторождения Сардана.

1-3 — содержание кобальта (%): 1 — > 0,0007; 2 — 0,0007 — 0,0005; 3 — <math>< 0,0005</math>. 4 — рудные тела; 5 — зоны рассеянной рудной минерализации; 6 — направление уклона поверхности.

ного геологического строения и разнообразия геохимических ландшафтов.

Литохимическое опробование по вторичным ореолам на месторождении Уруй проведено в центральной его части на площади около 3,5 км<sup>2</sup> по сети (20—40) × 100 м. Увеличение шага пробоотбора допускалось на склонах крутизной свыше 10—15°. Всего было взято 1500 литохимических проб из нижней части гумусового горизонта. После стати-



стической обработки аналитических данных и выделения аномалий установлено, что основными индикаторами оруденения во вторичных ореолах являются цинк и свинец, образующие аномальные поля от 0,2—0,3 до 1—2 км<sup>2</sup>. В пределах аномальных полей рассеяния цинка и свинца постоянно фиксируются значимые содержания серебра, кадмия и германия. Максимумы в содержаниях рудогенных элементов и их спутников отмечаются в непосредственной близости от рудных залежей. Здесь же полуквантитативным спектральным анализом устанавливается присутствие значимых содержаний ртути. Для кобальта и никеля характерны положительные аномалии, связанные с зонами разрывных нарушений и дайками диабазов, при отсутствии отрицательных аномалий в полосе развития рудоносной пачки пород.

Приведенные данные свидетельствуют о высокой эффективности литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния. Начиная с 1974 г. данный метод успешно используется при детализации перспективных участков, а также входит в комплекс поисково-съемочных работ масштаба 1 : 50 000. При интерпретации геохимических аномалий необходимо учитывать конкретную геологическую обстановку, поскольку вторичные ореолы образуют не только вскрывающиеся рудные залежи, но они формируются и за счет уже эродированных рудных тел, остатки которых сохранились в элювиально-делювиальных развалах. Плотность литохимического опробования по вторичным ореолам определяется конкретными задачами, а именно:

— при выделении перспективных участков в процессе поисково-съемочных работ сеть опробования в случае линейных структур (месторождения Сардана и Перевальное) должна составлять 500—250×50 м; в случае широких полей распространения отложений юдомской свиты (месторождение Уруй) можно применять сеть 500×250 м;

— при детализационных работах, направленных на выделение конкретных рудных тел и залежей, может быть применена сеть опробования (100—200)×(20—40) м, что позволяет фиксировать в полях вторичного рассеяния даже рудные тела небольшой (до 100 м) протяженности.

Литохимическое опробование по потокам рассеяния выполнено на площади 250 км<sup>2</sup>, включающей месторождения Сардана и Уруй, в масштабе 1:50 000. Шаг пробоотбора по водотокам варьировал в пределах 125—250 м.

По результатам статистической обработки аналитических данных установлено, что основными элементами-индикаторами оруденения в литохимических потоках рассеяния являются цинк и свинец. Серебро, кадмий, германий играют вспомогательную роль. Ртуть в литохимических пробах не определялась. Контрастность аномалий для указанных месторождений неодинакова, что обусловлено различиями геолого-структурной обстановки и различным положением рудных залежей в рельефе.

Цинк в литохимических потоках рассеяния месторождений Уруй (рис. 10, юго-восточная часть площади) образует высококонтрастные аномалии ( $C_{a_1}$ ) протяженностью до 3 км. Содержания элемента здесь изменяются от 0,5—1% вблизи рудных тел до 0,7—0,03% на удалении. С учетом более слабых аномалий ( $C_{a_2}$  и  $C_{a_1}$ ) протяженность аномальных потоков рассеяния цинка достигает 8,5 км. Контрастность аномалий цинка ( $C_a:C_f$ ) колеблется в пределах 9—130. На месторождении Сардана (северная половина изученной площади) аномальные потоки рассея-

Рис. 10. Литохимические потоки рассеяния месторождений Сардана и Уруй (к геологической схеме района месторождений Сардана и Уруй).

1 — точки отбора гидрохимических проб; 2—4 — аномальные потоки рассеяния с вероятностью (%): 2 — 85, 3 — 98, 4 — 99,9; 5—9 — химические элементы: 5 — цинк, 6 — свинец, 7 — серебро, 8 — германий, 9 — кадмий; 10 — элементный состав аномального потока рассеяния в порядке убывания роли элементов; 11 — элементный состав аномального потока рассеяния с одинаковой вероятностью каждого элемента.

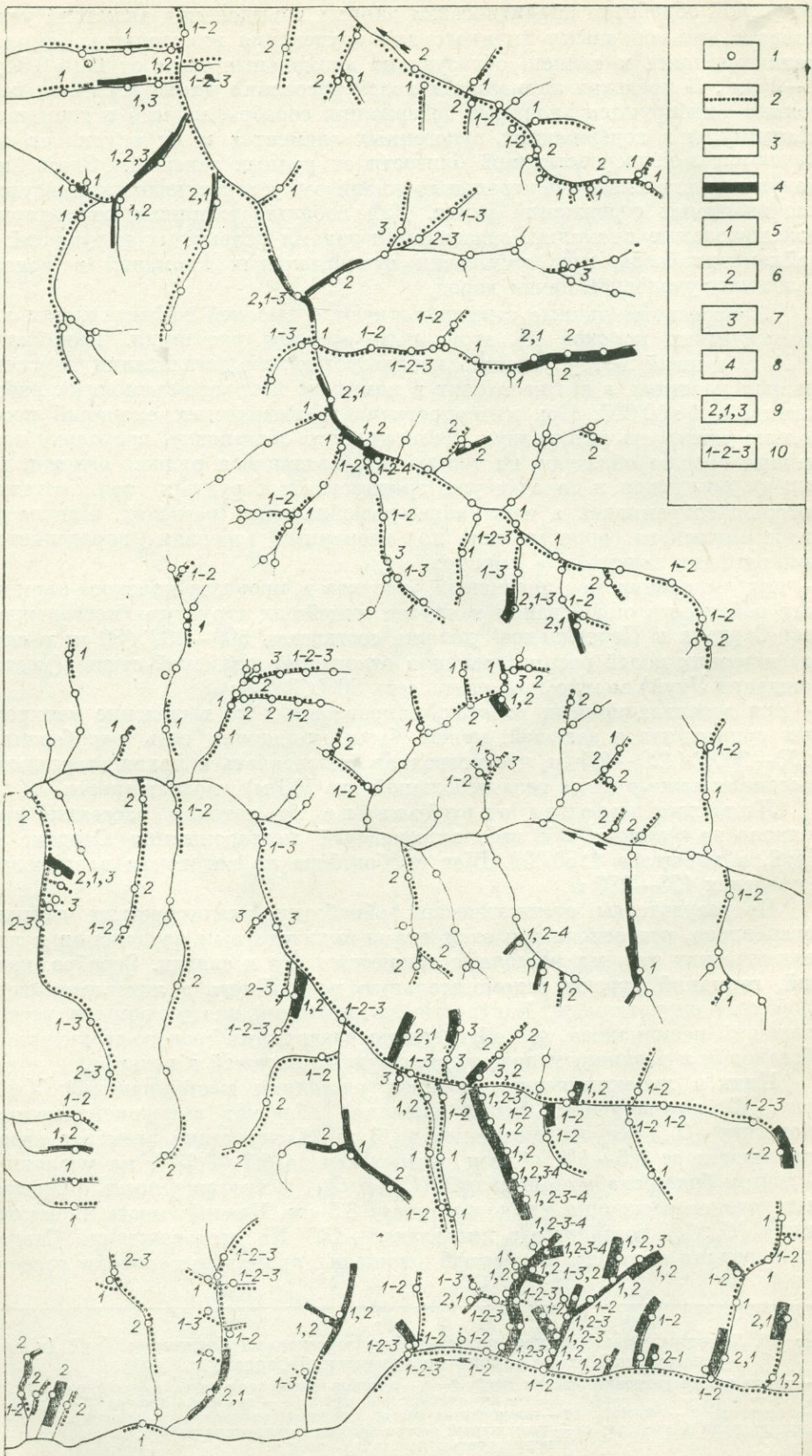


Diagram illustrating a network structure with various symbols and labels. The legend defines the symbols used in the diagram:

- 1
- ⋯ 2
- 3
- ▬ 4
- 1 5
- 2 6
- 3 7
- 4 8
- 2,1,3 9
- 1-2-3 10

ния цинка значительно слабее. Наиболее протяженный из них установлен по водотоку, пересекающему Центральный участок месторождения. Аномалии цинка прослежены здесь с перерывами на расстоянии около 3 км, а с учетом левого притока — на расстоянии 4,2 км. Максимальные содержания цинка в этом потоке составляют 0,02—0,05%, что соответствует контрастности 3—8, т. е. намного ниже, чем в аномальных потоках месторождения Уруй.

Свинец по характеру распределения аномальных содержаний в потоках рассеяния на месторождении Уруй обнаруживает полное сходство с цинком. Протяженность аномальных потоков достигает 8,5 км, а наиболее контрастные аномалии ( $C_a : C_{\phi} = 100-300$ ) прослеживаются на протяжении 2,3—2,7 км. К аномальным отнесены содержания свинца от 0,003—0,005 до 0,2—0,5%. На месторождении Сардана аномальные содержания свинца отмечаются несколько чаще по сравнению с цинком. Наиболее протяженный (до 5,7 км) аномальный поток рассеяния свинца зафиксирован по водотоку, пересекающему Центральный участок месторождения Сардана. Содержания элемента в его пределах варьируют от 0,002 до 0,007%, что соответствует контрастности 2—6, т. е. значительно ниже, чем на месторождении Уруй.

Прочие аномалии цинка и свинца, выявленные на изученной территории, характеризуются малой (менее 1 км) протяженностью и низкими содержаниями элементов. Они связаны с участками проявления убогой рудной минерализации и интенсивного проявления разрывной тектоники. Не исключено, что часть из них связана с выходами на дневную поверхность эндогенных ореолов слепых рудных тел.

Серебро, кадмий и германий образуют аномалии в потоках рассеяния на месторождении Уруй преимущественно в водотоках, непосредственно дренирующих рудные залежи. Протяженность этих потоков составляет 1,5—2,5 км. На площади месторождения Сардана серебро и кадмий фиксируются в единичных пробах и сколько-нибудь определенной связи со свинцово-цинковым оруденением не обнаруживают. Германий отмечен почти по всем водотокам, дренирующим Центральный участок месторождения. Но его поисковая информативность снижается тем, что аномалии данного элемента приурочены не только к участкам проявления рудной минерализации, но и к полям распространения терригенных пород верхнего протерозоя. В связи с этим при интерпретации литохимических аномалий германия, а также серебра и кадмия, необходимо учитывать их пространственную связь с аномалиями свинца и цинка и конкретную геологическую обстановку.

Резюмируя изложенное, следует отметить, что участки для постановки дальнейших обследований определяются по комплексным аномалиям, учитывающим повышенные содержания основных рудогенных элементов и их спутников (см. рис. 10).

Литохимические поиски по потокам рассеяния нашли применение в практике поисково-съемочных работ масштаба 1:50 000—1:200 000. Так, на севере Кыллахской зоны работами масштаба 1:200 000 выявлены новые проявления свинцово-цинковой и медной минерализации, которые нашли четкое отражение в литохимических потоках рассеяния.

Гидрохимическое опробование по потокам рассеяния выполнено на той же площади, что и литохимическое, в масштабе 1:50 000 с охватом практически всех водотоков (рис. 11). Особое вни-

Рис. 11. Гидрохимические потоки рассеяния месторождений Сардана и Уруй (к геологической схеме района месторождений Сардана и Уруй).

1 — точки отбора гидрохимических проб; 2—4 — аномальные потоки рассеяния с вероятностью (%): 2 — 85, 3 — 98, 4 — 99,9; 5—8 — химические элементы: 5 — цинк, 6 — свинец, 7 — серебро, 8 — германий; 9 — элементный состав аномального потока рассеяния в порядке убывания роли элементов; 10 — элементный состав аномального потока рассеяния с одинаковой вероятностью аномалий каждого элемента.

мание было уделено изучению водотоков на рудоносных участках, которые опробовались с большей детальностью.

Водотоки района месторождений Сардана и Уруй характеризуются неустойчивым режимом, что обусловлено крайне изменчивыми метеоусловиями в течение летнего периода. Режимным опробованием установлено, что колебания в содержании микрокомпонентов и определяемой ими минерализации природных вод достигают 3—5-кратных размеров. Неустойчивы также окислительно-восстановительный потенциал и  $pH$ . Поэтому использование этих показателей в поисковых целях затруднено. Наибольшую поисковую ценность имеют такие микрокомпоненты вод, как цинк и свинец.

Особенностями химического состава атмосферных осадков являются: минерализация меньше 0,05 г/л; преобладание в составе ионов натрия, кальция и гидрокарбонатов; насыщенность кислородом и углекислотой (до 17,4 мг/л); кислая реакция, агрессивность и способность к активному растворению карбонатных пород. Сульфат-ион для дождевых вод не характерен.

Воды, дренирующие терригенные породы верхнего рифея, имеют минерализацию в пределах 19—135,9 мг/л при средних значениях для разных участков от 30,7 до 54,0 мг/л. Реакция их слабо кислая: средние значения  $pH$  около 6—6,5 при колебаниях в пределах 4,7—7,7. Это воды гидрокарбонатные, смешанные по составу катионов, как правило, не содержащие сульфатов. Последние обычно появляются на участках интенсивного проявления разрывной тектоники. Встречаемость значимых концентраций цинка и свинца составляет соответственно 43 и 52%. Величины этих концентраций редко превышают первые микрограммы на литр.

Воды, дренирующие отложения юдомской свиты, характеризуются минерализацией до 156 мг/л при средних ее значениях 125—140 мг/л. Реакция их близка в среднем к нейтральной при колебаниях  $pH$  в пределах 5,5—7,7. Состав вод существенно гидрокарбонатно-кальциево-магниевого, сульфаты не фиксируются. Встречаемость значимых содержания цинка и свинца составляет 39%. Величины концентраций этих элементов обычно меньше 10 мкг/л.

Для вод, дренирующих карбонатные отложения среднего кембрия, характерна минерализация от 135 до 234 мг/л (в среднем 200). Реакция их варьирует от слабо кислой до слабо щелочной (средние значения  $pH = 6,8—7,3$ ). По составу они гидрокарбонатные, кальциево-магниевого, бессульфатные. Встречаемость значимых содержаний цинка составляет 14%, свинца — 25%. Концентрация этих элементов обычно немногим выше порога чувствительности химического анализа.

Гидрохимические аномалии, связанные с оруденением, наиболее полно изучены на месторождении Уруй, в меньшей степени на месторождении Сардана. По макрокомпонентному составу они близки к водам, дренирующим карбонатные породы венда и среднего кембрия, являясь существенно гидрокарбонатными кальциево-магниевыми. Сульфат-ион встречается спорадически, достигая содержания 6—36 мг/л. Кислотность-щелочность их варьирует в пределах 6,1—8,2, при средних значениях 7,2—7,3. Минерализация ореольных вод меняется от 32,8 до 205,4 мг/л, в среднем составляя 113—158 мг/л, что сопоставимо с минерализацией вод, дренирующих отложения венда и среднего кембрия. Существенным их отличием от фоновых вод является высокое содержание свинца (до 40 мкг/л и более) и цинка (до 200 мкг/л и более) — в гидрохимических потоках рассеяния образуются четкие аномалии (см. рис. 11). В непосредственной близости от рудных выходов спектральным анализом концентратов водных проб устанавливается присутствие значимых содержаний германия, а также повышенные концентрации серебра. Кадмий химическим анализом вод не определен, а проследить его рас-

## Прямые и косвенные поисковые гидрохимические признаки свинцово-цинковой минерализации

Микроэлементы	Содержания, мкг/л			Размеры аномалий	
	фоновые	минимально аномальные	максимальные	длина потоков рассеяния, км	площадь ореолов, км <sup>2</sup>
Цинк . . . . .	1,5	6	300(10000*)	2,5 (более 7,6)	5—6
Свинец . . . . .	2	10	300(30000*)	1—4	2,5—10
Кадмий . . . . .	0,п	2	100(9000*)	1—1,5	п
Германий . . . . .	0,0п	0,1	6	0,1	0,п
Серебро . . . . .	0,0п	0,1	5	1—2,5	п
Ртуть . . . . .	0,п	1,0	10 (50*)	0,п—2,0	2
Сульфаты**	2000	4000	200 000	до 2,5	п
<i>pH</i> . . . . .		7,2	8,2	1,0—3,2	до 16

\* Максимальные содержания, встреченные в грунтовых водах.

\*\* По данным Г. И. Климova (ВСЕГЕИ).

пределение по концентратам водных проб не удалось, поскольку эти концентраты получены по методу ВИТР-ЛТИ. По данным Г. И. Климova (ВСЕГЕИ), проводившего специализированные гидрохимические исследования на месторождениях Сардана и Уруй, кадмий следует относить к числу элементов, характерных для ореольных и рудных вод.

Изучение водных ореолов и потоков рассеяния свинцово-цинковой минерализации показало, что гидрогеохимические методы могут быть эффективными при поисках стратиформных месторождений в пределах Кыллахской зоны, для которой характерны таежно-мерзлотные карбонатные ландшафты. Типоморфный комплекс микроэлементов в гидрохимических аномалиях включает цинк, свинец, германий, кадмий, серебро (табл. 4). Распределение аномалий ртути недостаточно определено. Они имеют значение только косвенного признака.

При оценке выявленных гидрогеохимических аномалий необходимо учитывать следующие основные параметры ореолов и потоков рассеяния: контрастность, состав микроэлементов, зональность, размеры. Кроме того, необходимо принимать во внимание геолого-структурное и ландшафтное положение аномалий.

Контрастность гидрогеохимических аномалий наиболее значительна для цинка, свинца, кадмия —  $n \cdot 100$ —1000, и ниже для серебра, ртути, меди, сульфатов —  $n \cdot 10$ —100. Форма аномалий зависит от положения месторождений в рельефе.

При расположении их в приводораздельной части, когда рудные тела дренируются несколькими водотоками, аномалии имеют изометричную форму и занимают обширную территорию. Примером могут служить аномалии вокруг месторождения Уруй (см. рис. 11).

Полиметаллическая минерализация, локализующаяся на крыльях крутых складок, фиксируется в плане линейными водными потоками рассеяния, вытянутыми по направлению стока водотоков или движения подземных вод. Если долины секут протяженные минерализованные зоны, то водные потоки рассеяния появляются по нескольким из них, причем потоки могут отличаться друг от друга по составу и содержанию микрокомпонентов в соответствии с изменением минерализации самой зоны.

Полученные результаты позволяют рекомендовать гидрохимический метод при поисках полиметаллических месторождений стратиформного

типа. Он может быть использован при мелкомасштабных работах (1:200 000) и в комплексе с другими методами при средне- и крупномасштабных работах (1:50 000—1:10 000), направленных на обнаружение месторождений и рудных зон.

С. Б. БРАНДТ, Б. П. САНИН, Н. Н. ФЕФЕЛОВ

## СВИНЦОВО-ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ПОИСКАХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

На территории Забайкалья широко развита разнотипная рудная минерализация, образование которой обуславливается процессами мезозойской тектоно-магматической активизации. Формирование месторождений связывается при этом с различными комплексами малых интрузий, становление которых происходило, по данным К—Аг метода, в интервале 140—160 млн. лет (Мейтув и др., 1969).

В данной работе сделана попытка установить особенности распределения изотопов свинца в рудных месторождениях, а также связь изотопного состава с типом рудных формаций для использования выявленных закономерностей в прикладной геологии; в качестве объекта изучения взяты галениты, поскольку они имеются практически во всех сульфидных месторождениях.

С этой целью измерен изотопный состав свинца 81 галенита данного региона. Ошибка изотопного анализа при использовании цирконий-силикатного эмиттера и однолучевого метода регистрации составлял 0,2—0,4%, с контролем точности измерений по стандарту «Галенит-70».

Результаты измерений представлены в табл. 1.

Все измеренные свинцы являются аномальными (*I*-типа), т. е. не могут быть интерпретированы моделями Холмса—Хаутерманса и Фаркуара—Рассела. Приемлемая интерпретация может быть получена в терминах многостадийной модели (Стабильные изотопы..., 1977). В частном случае, для 2-стадийной модели справедливы уравнения:

$$y = \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}} = b_0 + \frac{\mu_1}{137,8} \left( e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t_1} \right) + \frac{\mu_2}{137,8} \left( e^{\lambda_{235}t_1} - e^{\lambda_{235}t_2} \right),$$

$$x = \frac{\text{Pb}^{207}}{\text{Pb}^{204}} = a_0 + \mu_1 \left( e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t_1} \right) + \mu_2 \left( e^{\lambda_{238}t_1} - e^{\lambda_{238}t_2} \right), \quad (1)$$

где  $T$  — возраст Земли;  $a_0, b_0$  — const (значение  $x, y$  в момент времени  $T$ );  $t_1$  — время отторжения свинцов на 1-й стадии («возраст» источника);  $t_2$  — время свинцовой минерализации;  $\mu_1, \mu_2$  — уран-свинцовые отношения в источнике 1-й и 2-й стадий эволюции;  $\lambda_{235}, \lambda_{238}$  — постоянные распада  $\text{U}^{235}, \text{U}^{238}$ .

Рудные свинцы, подчиняющиеся данной модели, описываются уравнением прямой в координатах  $x = \text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$  и  $y = \text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ . Из уравнений (1) следует, что изотопный состав свинца зависит, с одной стороны, от  $t_1$  и  $t_2$ , с другой — в равной степени от  $\mu_1$  и  $\mu_2$ . Последние являются геохимическими параметрами и не имеют постоянных значений, а подвержены рассеянию в земной коре наравне с рассеянием всех химических элементов.

Изученные нами свинцы могут быть разделены на две группы (рис. 1). Первая группа объединяется уравнением регрессии (А). При заданном значении  $t_2 = 150$  млн. лет, для свинцов этой группы  $t_1 = 1860$  млн. лет,  $\mu_1 = 8,79 \pm 0,02$  и  $\mu_2 = 8,5 + 10,9$ . Для свинцов второй группы, описываемых уравнением регрессии (Б), эти величины при том

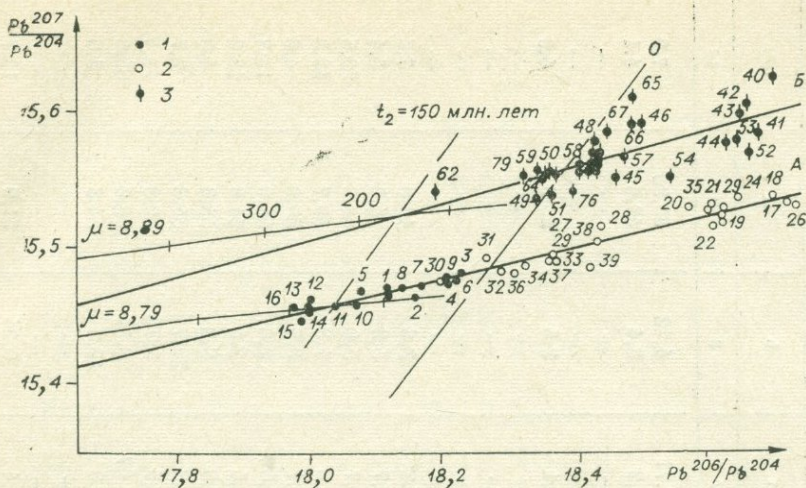


Рис. 1. График изотопного состава свинца галенитов Западного (1) и Восточного (2 и 3) Забайкалья.

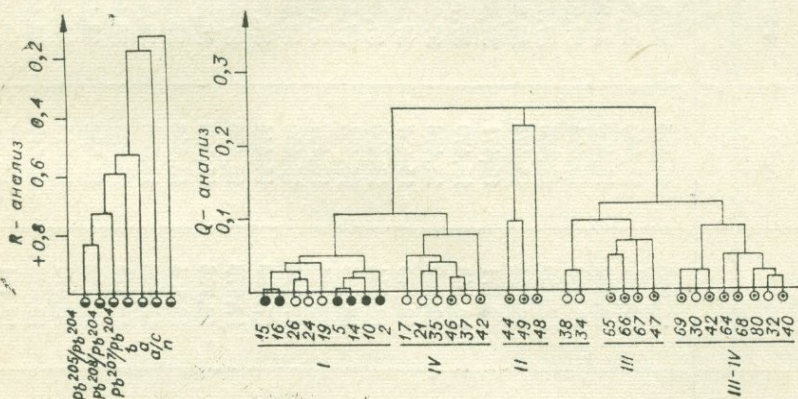


Рис. 2. Диаграмма кластер-анализа рудных месторождений Забайкалья. Формации месторождений: I — скарново-грейзеново-редкометаллическая, II — сульфосолево-галенит-сфалеритовая, III — золото-галенит-сфалеритовая, IV — галенит-сфалеритовая; b — показатель основности, a — щелочность, n — относительная щелочность, a/c — отношение щелочности к известковистости, по А. Н. Заварицкому.

же значения  $t_2$ , равны соответственно  $t_1 = 2160$  млн. лет,  $\mu_1 = 8,89 \pm 0,04$  и  $\mu_2 = 9,0 \pm 10,5$ . Отметим, что пределы изменения  $\mu_2$  справедливы с учетом имевшихся в наличии образцов. В силу специфики возрастных датировок по изотопному составу рудных свинцов (должны быть известны или  $t_1$ , или  $t_2$ ) и с учетом достигнутой точности изотопных измерений, более точная периодизация мезозойского этапа рудогенеза в Забайкалье, если она имела место, возможна лишь при использовании Rb—Sr и U—Pb методов.

Галениты содержат свинец, отторженный от материнских систем в моменты  $t_1$  и  $t_2$ . Отсюда возникает вопрос, имеет ли изотопный состав свинца в галенитах какую-либо связь с интрузивными породами, с соответствующими комплексами которых многие исследователи этого региона генетически или парагенетически связывают формирование полиметаллических месторождений.

Большинство месторождений первой группы относится к скарново-грейзеново-редкометаллическо-галенит-сфалеритовой формации, формирова-

Таблица 1

№ п/п	Номер или шифр образца	Месторождение	Отношение к свинцу 204			Петрохимические параметры			
			Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	a	b	n	a/c
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
1	—	Хапчерангинское	18,120	15,470	37,810	7,71	4,12	36,33	7,9
2	301	»	18,161	15,463	37,845	9,2	8,4	49,6	4,1
3	323	»	18,232	15,480	37,959	—	—	—	—
4	431	»	18,208	15,474	37,952	—	—	—	—
5	10	»	18,080	15,466	37,730	13,1	3,5	50,9	4,6
6	1076	Курылытыкенское	18,224	15,474	37,942	—	—	—	—
7	1046	»	18,171	15,471	37,852	—	—	—	—
8	640	»	18,143	15,470	37,708	—	—	—	—
9	410	»	18,209	15,476	37,954	—	—	—	—
10	Д530-а	Джидотское	18,075	15,457	37,594	12,2	3,6	48,0	7,6
11	ПФ-13—01	Малый Ойногор	18,041	15,460	37,661	9,7	5,3	4,6	5,4
12	Суд-1	Судуровское	18,035	15,454	37,578	11,7	5,0	48,8	58,5
13	Г-216	Холтосонское	18,014	15,457	37,754	14,8	1,3	59,7	49,3
14	СК-40	Джидотское	17,996	15,450	37,614	13,1	3,5	50,9	4,6
15	ПР-34	Первомайское	17,989	15,444	37,705	14,5	2,6	54,0	13,2
16	ИР-8	Инкурское	17,978	15,455	37,694	14,5	2,6	54,0	13,2
17	1178а	Мыльниково-Хоркиринское	18,726	15,533	38,301	19,0	9,8	55,3	4,0
18	102/70	»	18,704	15,538	38,299	11,3	29,7	55,8	2,7
19	664	Савинское-5	18,628	15,526	38,212	13,5	3,78	59,8	12,7
20	рт 14к 5 гор.	»	18,579	15,530	38,146	17,07	3,11	56,6	65,6
21	рт 7к 3 гор.	Савинское-5	18,612	15,532	38,143	18,0	13,3	54,8	5,0
22	50/70	Савинское-4	18,615	15,515	38,183	—	—	—	—
23	60/70	»	18,629	15,519	38,159	—	—	—	—
24	20/70	Кличкинское	18,651	15,537	38,231	14,4	0,24	51,9	12,7
25	15/70	»	18,630	15,529	38,172	12,4	28,0	67,0	3,1
26	681	Шерловая Гора	18,741	15,531	38,533	14,7	1,3	54,4	11,3

\* 2

27	—	»	18,363	15,508	38,097	—	—	—	—
28	7	Этыкинское	18,444	15,516	38,146	—	—	—	—
29	6	»	18,370	15,494	38,014	—	—	—	—
30	КА-31	Кадаинское	18,202	15,474	37,752	13,5	19,7	60,2	3,5
31	Бл-25	»	18,269	15,492	37,833	—	—	—	—
32	ПКК-12	Осиновский штук	18,293	15,482	37,870	11,5	23,8	62,0	3,7
33	ПК-83	Покровское	18,377	15,490	38,081	15,3	5,6	64,6	9,6
34	ПК-370	»	18,329	15,485	37,871	10,8	29,5	71,0	3,5
35	СП-7	Почкуевское	18,609	15,530	38,100	18,1	15,3	59,2	9,4
36	ПС-59	Смирновское	18,314	15,461	37,966	—	—	—	—
37	190	Михайловское	18,367	15,490	37,869	16,2	11,0	62,8	7,4
38	МШ-9	»	18,438	15,503	38,152	10,1	31,5	69,4	3,3
39	1142	Покойнинское	18,427	15,486	38,070	—	—	—	—
40	804	Благодатское	18,706	15,626	38,438	11,5	23,8	62,0	3,7
41	А-1	Акатуевское	18,681	15,584	38,348	18,0	6,1	58,4	18,0
42	А-2	»	18,664	15,605	38,310	14,2	18,8	65,4	3,5
43	М-2	Меркурьева Гора	18,657	15,599	38,338	11,9	9,1	23,1	39,7
44	49ТА/75	Алек-Завод	18,600	15,579	38,279	9,4	18,6	15,0	13,4
45	4	Шахтаминское	18,465	15,551	38,139	14,0	17,6	64,3	8,7
46	8	Шахтаминское	18,505	15,591	38,255	16,0	12,5	60,5	7,3
47	Вз-6	Воздвиженское	18,436	15,570	38,164	4,6	28,6	60,0	0,6
48	32 4	Благодатское	18,432	15,578	38,211	5,5	16,7	6,2	0,5
49	965	Екатерино-Благодатское	18,345	15,535	38,063	5,6	24,3	13,5	0,9
50	974	»	18,371	15,552	38,096	—	—	—	—
51	208 БО	Карийское	18,370	15,537	38,155	—	—	—	—
52	С-1609/76	Стрельцовское	18,667	15,569	38,562	—	—	—	—
53	ЛБ-1	Лабинское	18,633	15,577	38,333	—	—	—	—
54	923	Запокровское	18,549	15,551	38,205	—	—	—	—
55	Ар-1	Арбуканское	18,429	15,559	38,160	—	—	—	—
56	Ар-4	»	18,436	15,555	38,223	—	—	—	—
57	Ва-1	Второ-Арбуканское	18,478	15,566	38,193	—	—	—	—
58	И-5	Ртутный Ильдикан	18,362	15,553	38,079	—	—	—	—
59	№ 3	Екатерино-Благодатское	18,367	15,556	38,109	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
60	1041	Лугинское	18,427	15,556	38,148	—	—	—	—
61	0—1519	Акатуевское	18,430	15,559	38,216	—	—	—	—
62	88а/75	Аркинское	18,190	15,540	37,858	—	—	—	—
63	СК-1	Кочковское	18,438	15,564	38,256	—	—	—	—

## Ново-Широкинское (данные в м)

64	НШ-24	50 от поверхности	18,352	15,550	38,049	9,2	22,6	54,0	1,8
65	СП-36	345—350	18,490	15,610	38,379	8,3	32,7	57,4	1,9
66	СП-39	416—418	18,490	15,590	38,290	6,4	32,0	57,8	1,1
67	СП-73	694—699	18,440	15,570	38,260	7,6	27,3	58,2	1,6
68	СП-135	760—765	18,410	15,560	38,190	10,8	19,7	62,8	1,9
69	СП-158	370—375	18,410	15,560	38,180	12,6	18,0	60,9	2,6
70	СП-1006	234—245 от поверхности	18,430	15,570	38,200	—	—	—	—
71	СП-1007	234—245 от поверхности	18,454	15,585	38,210	—	—	—	—
72	83ш/75	687—692	18,420	15,550	38,190	—	—	—	—
73	5мш/75	234—245	18,440	15,560	38,220	—	—	—	—
74	14мш/75	234—245	18,410	15,560	38,200	—	—	—	—
75	18 мш/75	234—245	18,410	15,550	38,205	—	—	—	—
76	327 мш/75	71—76	18,400	15,540	38,160	—	—	—	—
77	520 мш/75	498—500	18,420	15,550	38,200	—	—	—	—
78	2112	Фланги месторождения	18,370	15,553	38,123	—	—	—	—
79	2106	» »	18,325	15,553	38,069	—	—	—	—
80	15	» »	18,347	15,558	38,075	11,3	25,2	64,1	2,7
81	16	» »	18,368	15,555	38,007	—	—	—	—

Результаты изотопных исследований галенитов из руд сульфидных месторождений Забайкалья

Подгруппа	Рудная формация (интрузивный комплекс)	a	b	n	a/c	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$
I	Кварц-сульфидная скарново-грейзеново-редкометаллическая (гуджирский, кукульбейский)	13,35	2,99	53,1	11,8	17,98 ± 18,74	15,46 ± 15,54	37,60 ± 38,53
II	Сульфосольно-галенит-сфалеритовая (нерчинскозаводский)	5,6	19,8	11,6	0,7	18,35 ± 18,60	15,54 ± 15,58	38,06 ± 38,28
III	Золото-галенит-сфалеритовая (широкинский)	10,17	25,18	60,4	2,05	18,19 ± 18,45	15,54 ± 15,58	37,86 ± 38,38
IV	Галенит-сфалеритовая (акатуевский)	17,46	12,40	58,5	6,6	18,37 ± 18,73	15,49 ± 15,54	37,87 ± 38,30

ние которой связывается с гранитоидами гуджирского и кукульбейского комплексов, а вторая группа объединяет месторождения сложной золото-сульфосольно-галенит-сфалеритовой формации, парагенетически увязываемой с малыми интрузиями производных щелочных базальтоидов, объединяемых в акатуевский, нерчинскозаводский и широкинский комплексы.

Некоторая неопределенность полученных результатов объясняется, по мнению авторов, непредставительностью имевшихся образцов, недостаточной точностью изотопного анализа (менее 0,01—0,1%), а также сложностью процессов, вызывающих свинцовую минерализацию.

Для уточнения вышеуказанных результатов сделано сопоставление изотопного состава с данными по петрохимическому составу интрузивных пород соответствующих рудогенерирующих интрузивных комплексов. В качестве параметров, наиболее информативно характеризующих состав, потенциальную рудоносность интрузивных пород (Изох, 1972), выбраны петрохимические параметры  $a$ ,  $b$ ,  $n$  и  $a/c$  (по Заварицкому). Обработка результатов производилась с помощью кластер-анализа на БЭСМ-4 и графически представлена на рис. 2.

С помощью  $R$ -анализа получено, что наибольшая корреляция изотопного состава с петрохимией имеет место для параметров  $b$  и  $a$  ( $r_b=0,38$ ,  $r_a=0,32$ ).

По результатам  $Q$ -анализа, вся совокупность взятых в рассмотрение более 40 месторождений и рудопроявлений по тесноте используемых параметров кластируется на ряд групп, объединяющих определенные типы оруденения. При этом полученная ранее первая группа подразделяется на две подгруппы с выделением месторождений галенит-сфалеритовой формации (подгруппа IV), а из второй группы обособляется подгруппа, объединяющая месторождения сульфосольно-галенит-сфалеритовой формации (подгруппа II) (табл. 2, рис. 2).

Таким образом, полученные предварительные результаты показывают наличие зависимости изотопного состава свинца в галенитах от петрохимического состава интрузивных пород, т. е. подтверждают существование связи интрузивных комплексов Забайкалья с полиметаллическими месторождениями, установленной ранее геологически.

Вместе с тем низкие коэффициенты корреляции, получаемые по данным  $R$ -анализа, а также довольно слабое отличие всех рассмотренных месторождений, вытекающее из результатов  $Q$ -анализа, говорят о том, что интрузивные породы не являются единственным источником рудных свинцов и имеют, вероятно, коровое происхождение, о чем свидетельствуют и данные изотопных измерений ( $\mu_1 = 8,79-8,89$ ), близких к средним значениям их для земной коры.

В связи с этим имело бы смысл исследовать влияние на изотопный состав свинца в галенитах вмещающих пород и сопутствующей минерализации примесных элементов, поскольку при отторжении рудных свинцов имели место геохимические процессы, которые должны были бы приводить к аналогичному переносу и смешению элементов, химически родственных свинцу.

Из других особенностей распределения изотопов свинца, с учетом имевшихся в наличии образцов, следует отметить вариации изотопного состава для отдельных месторождений, хотя и в довольно узких пределах. При этом наблюдаются вариации как для галенитов, взятых с разных гипсометрических отметок, так и для образцов, отобранных по площади (Широкинский рудный узел). Кроме того, в приповерхностных горизонтах (0 ÷ 200 м) имеет место уменьшение изотопных отношений, связанное, возможно, с процессами взаимодействия рудных растворов с вмещающими породами.

Таким образом, приведенные исследования свидетельствуют, что рудные месторождения Забайкалья характеризуются почти постоянным изотопным составом свинца. В этой связи представляется возможным использование изотопного состава свинца на стадии мелкомасштабных металлогенических построений. При среднемасштабном прогнозном районировании исследуемого региона применение изотопного состава свинца и петрохимических параметров магматизма, с которым парагенетически связывается геохимическая аномалия, позволяет достаточно однозначно выделять рудные узлы, соответствующие фемическому или сиалическому типу оруденения.

**В. В. ПОЛИКАРПОЧКИН, В. И. ЗОНТОВ, В. Н. ЕВДОКИМОВА**

### **ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ НА ГЛУБИНУ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ АССОЦИАЦИЯМ**

Существует ряд методов прогнозирования оруденения на глубину на основе геохимических данных. Наиболее часто применяется метод, в котором используются отношения между концентрациями или продуктивностями различных элементов и их групп. При этом берутся элементы, занимающие различные места в ряду зональности (в числителе — над- и верхнерудные, в знаменателе — под- и нижнерудные, или наоборот), или отношения подбираются на ЭВМ с таким расчетом, чтобы изменение их по вертикали было монотонным.

Однако опыт показывает, что во многих случаях применение этого метода не дает удовлетворительных результатов. Встречаются затруднения двоякого рода.

1. Не выдерживается монотонность изменения отношений. Выбранные на основе рядов зональности отношения элементов в направлении на глубину испытывают переход через максимум или минимум (иногда обнаруживается несколько максимумов и минимумов), так что, определив ту или иную величину отношения для слабо изученного участка, мы не можем сказать, с каким положением денудационного среза имеем дело.

При подборе показателей на ЭВМ нередко оказывается, что несмотря на многочисленные комбинации элементов монотонно изменяющиеся отношения подобрать не удается или они включают только второстепенные элементы, а главные в них не входят, вследствие чего, очевидно, теряется наиболее ценная часть исходной геохимической информации.

2. При наличии монотонных изменений коэффициентов зональности величины их для различных рудных тел оказываются различными. Например, величина коэффициента зональности, наблюдаемая в одном из рудных тел для верхне- или надрудного сечения, в другом рудном теле может оказаться характерной для нижне- или подрудного сечения. В этом случае прогнозирование оруденения на глубину для слабо изученного месторождения или рудного тела также оказывается невозможным.

Возникновение подобных ситуаций не случайно. Оно связано с тем, что по самой природе месторождений указанные отношения очень часто не являются монотонными. Например, это можно предположить для месторождений, при образовании которых происходило кислотное выщелачивание, сопровождающееся окварцеванием. Геохимическое опробование таких месторождений, в частности золоторудных, показывает, что большая часть ценных элементов и их спутников в местах окварцевания содержится в минимальных количествах. Повышенные концентрации их сосредоточиваются в двух зонах, одна из которых находится ниже зоны окварцевания, а вторая — выше ее, располагаясь на фронте окварцевания и еще дальше по восстанию контролирующей минерализацию структуры. Таким образом, здесь возникают две зоны повышенных содержаний рудных элементов, разделенных зоной, где содержания их ниже, причем в каждой из них возникает дополнительная зональность, выражающаяся в изменении отношений между элементами.

Число таких месторождений очень велико, так как кварц является одним из наиболее часто встречающихся минералов и сопровождающие его отложение процессы кислотного выщелачивания широко распространены. С этой точки зрения можно трактовать, например, зональность тех месторождений Приморья, на которых связанное с кварцевыми жилами оловянное оруденение сменяется в верхней части месторождений полиметаллической сульфидной минерализацией, где главными жильными минералами являются карбонаты, а на глубине ниже оловянного оруденения наблюдается второй, хотя и не столь значительный, максимум халькофильных элементов.

В указанной ситуации трудно надеяться на то, что изменение отношений элементов по вертикали будет монотонным, и для определения уровня денудационного среза и прогнозирования оруденения на глубину необходимы иные подходы. Привлекательным путем является использование геохимических ассоциаций.

Под геохимическими ассоциациями понимаются закономерные сообщества совместно встречающихся химических элементов. Очевидно, для каждого сечения рудных тел, рудных зон и месторождений независимо от наличия монотонности изменение концентраций элементов, их продуктивностей или отношений указанных величин может быть характерной своя геохимическая ассоциация. Если на основе указанного подхода будет изучена зональность какого-либо достаточно хорошо вскрытого рудного объекта, то по геохимическим ассоциациям можно определить уровень денудационного среза и любого другого опробованного сечения на слабо изученных объектах того же типа.

Подобный подход к определению уровня денудационного среза и прогнозирования оруденения на глубину развивается нами. В основу его положен метод многомерных полей (Евдокимова, 1978), применяемый в наших работах для различных целей.

Метод многомерных полей распадается на ряд математических задач, решаемых на ЭВМ в определенной последовательности.

Прежде всего для каждого из изучаемых сечений, вертикальных или горизонтальных, строятся поля распределения всех участвующих в исследовании элементов. Построение полей производится интерполированием концентраций элементов, найденных в точках опробования, в узлы регулярной сети, которая покрывает весь разрез. В результате каждый из разрезов характеризуется набором полей распределения химических элементов. Они выдаются в виде карт и записываются на внешние запоминающие устройства ЭВМ.

В совокупности поля распределения химических элементов образуют многомерное геохимическое поле (мерность его определяется количеством элементов). Особенность этого поля заключается в непосредственном количественном отражении строения пространства и слагающих его участков, обогащенных химическими элементами или, наоборот, характеризующихся пониженными содержаниями некоторых из них. Соответственно этому дальнейшее решение состоит в разделении по геохимическим данным исследуемого пространства на однородные участки. Для этой цели решается задача классификации. Пробы разделяются на классы; в один класс попадают пробы, у которых содержания химических элементов близки между собой.

При решении задачи классификации не используются никакие априорные положения. Количество классов также не задается. Ничего заранее не говорится и о системе признаков — химических элементов, в какой степени каждый из них является отражением рудных процессов, характеризует пространство в целом или связан с другими природными явлениями. Это дает возможность полностью использовать геохимическую информацию, получить объективное решение независимо от взглядов исследователя.

Критерии выделения классов и разделения разрезов на соответствующие каждому классу участки — чисто математические, основанные на статистических характеристиках и критериях однородности многомерных случайных величин. В результате получается, что варьированность содержаний химических элементов в точках каждого выделенного участка не превышает определенного предела (коэффициент вариации не больше 0,8). Каждый участок характеризуется той или иной конкретной ассоциацией химических элементов, формула которой выражается набором наиболее характерных для нее химических элементов и средними коэффициентами контрастности, определяемыми по отношению к фоновым содержаниям.

Решение осуществляется на ЭВМ полностью автоматически. В качестве исходной информации берутся таблицы содержаний химических элементов в пробах и координаты проб, а в результате для каждого из разрезов получают карты классов-ассоциаций. Тем самым удалось перейти от многомерного геохимического поля, представленного множеством полей распределения химических элементов, к более экономному представлению его в виде последовательности дискретных состояний (ассоциаций) в пространстве.

Дальнейший анализ заключается в интерпретации карт ассоциаций (пространства состояний). Исследуются поля различных ассоциаций и их взаимное расположение. Рудные объекты и окружающее их пространство, как правило, характеризуются полями ассоциаций, у которых часть элементов имеет более высокие коэффициенты контрастности. Расположение полей для них также характерно. Ассоциации с более контрастными элементами окружаются ассоциациями, у которых коэффициенты контрастности другие. По изменению контрастностей элемен-

тов в ассоциациях и смене соответствующих полей устанавливается геохимическая зональность. Так как каждое поле характеризуется совокупностью элементов, то и зональность представляется в виде таблицы этих совокупностей.

Возможен и математический анализ карт ассоциаций. Для каждого из разрезов может быть составлена матрица вероятностей перехода одних состояний в другие, т. е. матрица переходных состояний. Исследование ее позволяет выделить закрытые группы состояний, имеющие зональное строение. Закрытая группа характеризуется связанностью состояний, входящих в нее. Выделяется также ряд других групп состояний, например, являющиеся переходными между закрытыми множествами состояний. Переходные состояния часто отражают пространство, окружающее рудные объекты.

#### ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА

Приводимый пример практического использования метода относится к залегающей в черных сланцах зоне прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, сопровождаемой кварцевыми жилами. Она содержит золото и целый ряд халько- и сидерофильных элементов, происходит в ней также перераспределение литофильных элементов.

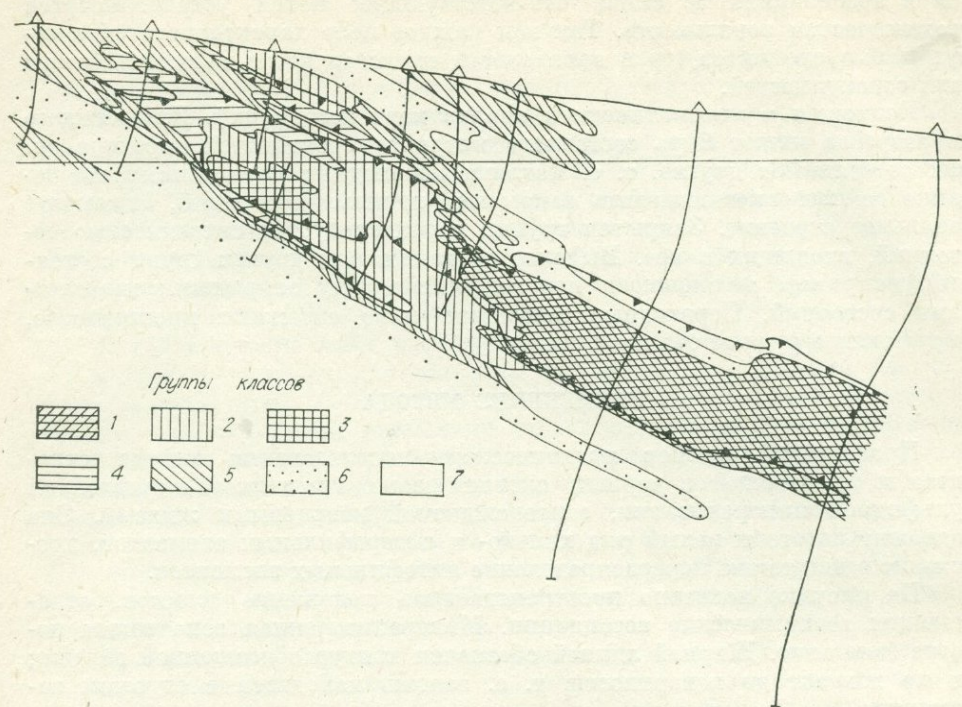
На рисунке показано пространственное положение классов, отражающих геохимические ассоциации. Минерализованная зона имеет пологое залегание. Жирной линией обозначен контур обогащенной залежи; он не доходит до поверхности, т. е. залежь находится в скрытом залегании.

Характеристика классов приведена в табл. 1. В числителе у символов поставлены характерные для классов средние содержания элементов, в знаменателе — их коэффициенты контрастности, т. е. отношения этих содержаний к фоновым. Каждый класс характеризуется определенным набором элементов, имеющих повышенные содержания. Справа, за двойной чертой, помещены элементы, для которых характерны пониженные содержания. Можно показать и элементы, содержания которых находятся в пределах фона, это также характерно для различных классов.

Всего по данному разрезу выделено 14 классов, часть их объединена в группы по признаку — близости элементного состава, и в целом они составляют 7 групп.

Распределение их по разрезу характеризуется следующим. К нижней части минерализованной зоны приурочена 1-я группа классов, отличающаяся повышенными содержаниями Mo, Cu, Ni и Zn. По восстанию она сменяется 2-й группой, особенность которой состоит в появлении в качестве характерных элементов ассоциаций Pb и As. Но вместе с тем в этой группе еще сохраняют свое значение Mo и Cu, хотя их содержания снижаются. Заметно пониженные содержания лития свидетельствуют о выщелачивании его из этой части рудной зоны (в 1-й группе классов содержания лития близки к фону). Класс O 2-й группы со слабо повышенными содержаниями лития является переходным к классам, развитым по периферии и вблизи верхнего окончания обогащенной части залежи, где выщелачивание элемента ослабевает и сменяется его накоплением. В верхней части поля 2-й группы расположен класс Ф (3-я группа). В нем доминирующее значение имеет As, в повышенных содержаниях отмечается также Ni, и по-прежнему в число выщелачиваемых элементов входит Li.

Далее по восстанию, на участке выклинивания залежи, располагается класс H (4-я группа). Особенностью его является то, что ведущее положение в нем сохраняют лишь Pb и As, а Cu и Mo имеют концентрации ниже фоновых. Еще выше по восстанию и в боках рудной зоны



Распределение ассоциаций химических элементов по разрезу вкрест простирания зоны минерализации. Характеристику классов см. в табл. 1.

расположено поле классов Г (5-я группа), в котором ведущую роль приобретает Li, а As и Pb испытывают снижение концентраций, хотя величина последних и остается выше фоновой. И, наконец, в виде полосы, окаймляющей залежи со всеми ее классами с боков, следуют классы 6-й группы, отражающие снижение содержаний рудных элементов и накопление лития. 7-я группа классов характеризует содержания элементов во вмещающих породах, колеблющиеся около фона.

Как видно из приведенных данных, выявление ассоциаций элементов, базирующееся на методе многомерных полей, хорошо обрисовывает геохимическую зональность минерализации — вертикальную (по востоцианию) и поперечную (вкрест зоны). Отчетливо выражены участки, где одни элементы накапливаются, другие выщелачиваются.

В табл. 2 приведена обобщенная схема зональности, составленная на основе ряда опорных разрезов. Важнейшей особенностью ее является наличие двух зон повышенных содержаний халько- и сидерофильных элементов (верхней и нижней), разделенных зоной, обедненной ими. Таким образом, здесь реализуется случай, отмеченный выше в качестве типичного для месторождений, на которых проявлены кислотное выщелачивание и окварцевание.

Дополнительно верхняя и нижняя халькофильные зоны по смене классов, отражающей изменение соотношений элементов разделены на подзоны.

В верхней зоне выделены две подзоны, различающиеся по золоту, которое приурочено к нижней подзоне и встречается лишь в небольших, иногда фоновых содержаниях в верхней. Нагрузка халькофильных элементов в обеих подзонах одинакова, хотя отмечается тенденция сдвига их вверх и очищения от них нижней подзоны.

В нижней зоне очищение от халькофильных элементов наблюдается наоборот, сверху («золотая головка»), а ниже на золото накладываются

## Характеристика ассоциаций элементов по одному из разрезов минерализованной зоны

Группа классов	Класс	Формула класса
1	И	$\frac{\text{Mo}(4,3)}{2,2} \frac{\text{Cu}(5,2)}{1,7} \frac{\text{Ni}(2,6)}{1,3} \frac{\text{Zn}(10,3)}{1,3} \left  \left  \frac{\text{Li}(2,1)}{1,0} \right. \right.$
	Й	$\frac{\text{Ni}(5,1)}{2,6} \frac{\text{Mo}(4,8)}{2,4} \frac{\text{Cu}(7,2)}{2,4} \frac{\text{Zn}(17,8)}{2,2} \left  \left  \frac{\text{Li}(1,9)}{0,9} \right. \right.$
2	≡	$\frac{\text{Pb}(3,3)}{3,3} \frac{\text{As}(8,1)}{1,6} \frac{\text{Mo}(3,2)}{1,6} \frac{\text{Cu}(4,1)}{1,4} \left  \left  \frac{\text{Li}(1,2)}{0,6} \right. \right.$
	М	$\frac{\text{Pb}(3,3)}{3,3} \frac{\text{As}(11,6)}{2,3} \frac{\text{Mo}(3,6)}{1,8} \left  \left  \frac{\text{Li}(1,0)}{0,5} \right. \right.$
	О	$\frac{\text{Pb}(9,7)}{9,7} \frac{\text{Mo}(3,0)}{1,5} \frac{\text{As}(6,7)}{1,3} \frac{\text{Li}(2,6)}{1,3}$
3	Ф	$\frac{\text{As}(33,6)}{6,7} \frac{\text{Pb}(1,8)}{1,8} \frac{\text{Ni}(3,0)}{1,5} \left  \left  \frac{\text{Li}(1,4)}{0,5} \right. \right.$
4	Н	$\frac{\text{Pb}(3,2)}{3,2} \frac{\text{As}(10,0)}{2,0} \left  \left  \frac{\text{Mo}(1,2)}{0,6} \right. \right.$
5	Г	$\frac{\text{Li}(3,4)}{1,7} \frac{\text{As}(7,3)}{1,4} \frac{\text{Pb}(1,4)}{1,4}$
6	Б	$\frac{\text{Li}(3,6)}{1,8} \left  \left  \frac{\text{Mo}(1,0)}{0,5} \frac{\text{Cu}(2,5)}{0,8} \right. \right.$
	В	$\frac{\text{Li}(3,0)}{1,5} \left  \left  \frac{\text{Cu}(1,0)}{0,3} \frac{\text{Mo}(1,5)}{0,7} \right. \right.$
7	А, Ж, Р, J	Фоновые содержания

Примечание. Содержание элементов: Мо —  $10^{-4}$ , остальные —  $10^{-3}\%$ .

различные халькофильные элементы, по ассоциациям которых выделены еще три подзоны. В табл. 2 группы элементов, в различной степени характерные для подзон, разделены двойными вертикальными чертами.

В средней зоне содержания всех халько- и сидерофильных элементов меньше, чем в выше- и нижележащей, часто они находятся на уровне фона и ниже. Поэтому в целом по зоне все халько- и сидерофильные элементы образуют два максимума. На этом фоне некоторые элементы обнаруживают направленные изменения содержаний. Например, содержание серебра, которое также дает два максимума, заметно увеличивается в направлении снизу вверх. Для верхней зоны характерны резко повышенные содержания иттрия и редких земель.

В правой части табл. 2 показаны литофильные элементы. Литий образует в минерализованной структуре протяженную зону выщелачивания, которая начинается еще в нижней халькофильной зоне (выше мышьяково-висмутовой подзоны) и может продолжаться до самого верха, хотя чаще в верхней подзоне халькофильных элементов, а иногда в подзоне золота и даже в средней зоне наблюдается уже отложение ли-

## Общая схема вертикальной геохимической зональности прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации

Местоположение	Элементы и их коэффициенты контрастности
Верхняя зона подзона халькофильных элементов подзона золота	$\frac{\text{Ag}}{10-100}$ $\frac{\text{Y}}{5-10}$ $\frac{\text{BiAsPb}}{1,5-7,0}$ $\frac{\text{CuMoZnNiCo}}{1,5-3}$      $\frac{\text{Li}}{0,5-2}$
	$\frac{\text{Ag}}{\text{До } 10 \text{ и более}}$ $\frac{\text{Y}}{5-10}$ $\frac{\text{BiAsPb}}{1,5-10}$ $\frac{\text{CuMoZnNiCo}}{1,5-3}$      $\frac{\text{Li}}{0,5-1,7}$ $\frac{\text{CrMnB}}{>1; \sim 1}$
Средняя зона (обедненная золотом и халькофильными элементами)	$\frac{\text{Ag}}{1-10}$ $\frac{\text{CuMoZn}}{1-3}$ $\frac{\text{PbNiCo}}{\sim 1}$ $\frac{\text{BiAs}}{0,2-1,5}$      $\frac{\text{Li}}{<1-1,7}$ $\frac{\text{CrMnB}}{>1}$
Нижняя зона «золотая головка» никель-кобальтовая подзона	$\frac{\text{AgCuMoZnPbAsBiNiCo}}{\sim 1 \text{ или } <1}$      $\frac{\text{Li}}{<1; >1}$ $\frac{\text{CrMnB}}{>1}$
	$\frac{\text{Ag}}{\text{от } 2-5 \text{ до } 10-30}$ $\frac{\text{CuMo}}{1,2-4}$ $\frac{\text{NiCo}}{1,2-2,5}$      $\frac{\text{Pb}}{1; \text{ до } 4}$ $\frac{\text{ZnAsBi}}{\leq 1}$      $\frac{\text{Li}}{<1}$ $\frac{\text{CrMnB}}{<1}$
медно-молибденовая подзона	$\frac{\text{Ag}}{\text{от } 2-5 \text{ до } 10-20}$ $\frac{\text{CuMo}}{1,3-3 \text{ до } 5-10}$      $\frac{\text{Pb}}{1,4-4,2}$ $\frac{\text{ZnNiCoAsBi}}{1-1,5}$      $\frac{\text{Li}}{<1}$ $\frac{\text{CrMnB}}{<1}$
мышьяково-висмутовая подзона	$\frac{\text{Ag}}{2-5}$ $\frac{\text{AsBi}}{1,4-10}$      $\frac{\text{CuMoPbZn}}{1,2-2,5}$      $\frac{\text{NiCo}}{\leq 1}$      $\frac{\text{Li}}{1-1,4}$ $\frac{\text{B}}{<1}$

тия. В нижней халькофильной зоне, за исключением ее корней, наблюдается также выщелачивание хрома, марганца и бора, которые дают положительные аномалии в средней зоне и иногда в подзоне золота верхней зоны.

По совокупности указанных признаков положение денудационного среза и других изучаемых сечений в вертикальной зональности определяется путем анализа геохимических ассоциаций с достаточной определенностью. Важнейшее значение для прогноза имеет выявление зоны выщелачивания и положения изученных сечений по отношению к ней.

Б. П. САНИН

**ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ  
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ  
И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ПРИ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ  
РАБОТАХ**

Для территории Восточного Забайкалья характерно развитие разновозрастных относящихся к различным группам формаций месторождений цветных и редких металлов, образование которых связано с процессами

мезозойской активизации. Широкое развитие свинцово-цинковой минерализации в разнотипных рудных месторождениях региона является, по-видимому, одной из геохимических его особенностей.

Предварительная систематизация месторождений с полиметаллическим оруденением Восточного Забайкалья была выполнена автором (Санин, 1977) на основе формационного анализа методом кластер-анализа на ЭВМ.

Свинцово-цинковые месторождения по минеральному составу объединяются в две группы — фемическую и сиалическую. В первой группе выделяются месторождения следующих формаций: сульфосально-галенит-сфалеритовой, галенит-сфалеритовой и колчеданно-сфалерит-галенитовой. В сиалическую группу входят разнотипные месторождения: скарново-галенит-сфалеритовые, грейзеново-редкометалльные со свинцово-цинковой минерализацией, грейзеново-галенит-сфалеритовые и кварцево-галенитовые. Они объединяются в одну сложную формацию, среди которой только месторождения скарново-галенит-сфалеритового типа имеют самостоятельное значение.

При поисках скрытого свинцово-цинкового оруденения важное значение приобретает определение степени связи оруденения с магматическими породами, которые являются классификационным признаком при систематизации постмагматических месторождений. Установлено, что свинцово-цинковые месторождения фемической группы ассоциируют во времени и пространстве с магматитами акатуевского, нерчинскозаводского и широкинского вулканоплутонических комплексов, являющихся производными щелочных базальтоидов, а свинцово-цинковое оруденение скарново-грейзеново-галенит-сфалеритовой формации — с гранитоидами кукульейского комплекса.

Геохимические методы поисков и оценки полиметаллического оруденения, основывающиеся на единстве процессов рудоотложения, ореолообразования и гидротермального изменения вмещающих пород, должны иметь свои особенности в зависимости от формационной принадлежности месторождений и положения их в геологических структурах данного региона.

В пределах Забайкалья все известные месторождения цветных металлов размещаются в двух типах геологических структур. Первый тип геологических структур — приподнятые блоки — сложен докембрийскими карбонатными породами с прослоями сланцев. В них локализуется около 80% всех известных свинцово-цинковых месторождений. Второй тип — опущенные блоки — сложен терригенными отложениями и вулканогенными образованиями мезозойского возраста. В этом типе геологических структур сосредоточено около 18% известных полиметаллических месторождений региона.

На территории Забайкалья приподнятые блоки карбонатных пород достаточно детально опоскованы и обнаружение свинцово-цинкового оруденения, выходящего на дневную поверхность, в структурах этого типа маловероятно.

Территория опущенных блоков в свое время была очень слабо опоскована на полиметаллическую минерализацию в связи с существовавшими представлениями о неблагоприятности слагающих ее пород на локализацию оруденения. Открытие в последние годы в структурах этого типа крупных месторождений колчеданно-галенит-сфалеритовой формации свидетельствует о их высокой потенциальной рудоносности и выдвигает задачу расширения поисковых работ на отмеченных площадях. Повышение эффективности поисковых исследований может быть достигнуто путем широкого применения комплекса геохимических методов.

## ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ЛОКАЛИЗУЮЩИХСЯ В ПРИПОДНЯТЫХ БЛОКАХ

В карбонатных породах региона размещаются разнотипные свинцово-цинковые месторождения, которые по генетическим особенностям можно объединить в две подгруппы. В первую входят месторождения скарново-грейзеново-галенит-сфалеритовой формации, во вторую — месторождения сфалерит-галенитовой и сульфосольно-галенит-сфалеритовой формаций.

Первичные ореолы месторождений этих групп изучались исследователями (Санин и др., 1971; Санин, Кравченко, 1971). В последнее десятилетие на свинцово-цинковых месторождениях выполнен значительный объем горно-буровых работ, которые вскрыли фланги и глубокие горизонты, в результате этого были получены дополнительные геологические данные, позволяющие по-новому интерпретировать вопросы зональности и стадийности рудообразования. При обработке геохимических данных была использована программа многомерных геохимических полей.

### Савинское-5 скарново-галенит-сфалеритовое месторождение

Геологическая позиция Савинского-5 месторождения определяется приуроченностью к горизонту частого переслаивания известняков и сланцев, который совместно с послойно пронизывающими его многочисленными апофизами диоритов Савинского штока имеет структуру «слоеного пирога». Оруденение месторождения формировалось в три стадии.

В первую образовались скарны, среди которых последовательно отложились гранатовые, гранат-пироксеновые и аксинитовые скарны, с небольшим количеством арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита, пирротина.

Во вторую выделялись кварц-кальцит-сульфидные ассоциации, минералы которых были образованы непосредственно вслед за пропилитизацией, наложенной на скарны. Совместно с галенитом и сфалеритом в этой ассоциации развиты пирит, пирротин и кальцит. В небольших количествах присутствует кварц, хлорит, реже буланжерит и аргентит. Пропилитизация, сопровождающаяся свинцово-цинковым оруденением, является типоморфной особенностью скарново-полиметаллических месторождений и обусловлена воздействием более поздних «порций» гидротерм при общем понижении температуры и щелочности фильтрующихся по магматическим растворам.

Третья стадия представлена апофиллит-цеолит-кальцитовой ассоциацией, имеющей распространение в полостях продушин, трассирующих зоны пострудных нарушений.

Наиболее поздней в зонах пострудных нарушений является кальцит-флюоритовая минеральная ассоциация.

Первичные руды месторождения сложены сфалеритом, галенитом, пирротинном и пиритом с подчиненным количеством арсенопирита, халькопирита, буланжерита и тетраэдрита. Кроме Pb, Zn, Cu, Sb, As в рудах присутствуют Sn, Ag, Ni, B, Be, Cd, Bi, In, Tl. Из нерудных минералов наиболее распространены аксинит, кварц, кальцит, серицит, анкерит, графит, а на нижних горизонтах также пироксен и гранат.

Учитывая то, что форма, размеры и характер распределения элементов в ореолах рудных тел уже описаны (Санин и др., 1971), дальнейшее изучение было направлено на выявление закономерностей размещения в пространстве многомерных геохимических полей. Для этих целей был опробован разрез через центральную часть Савинского-5 месторождения (рис. 1).

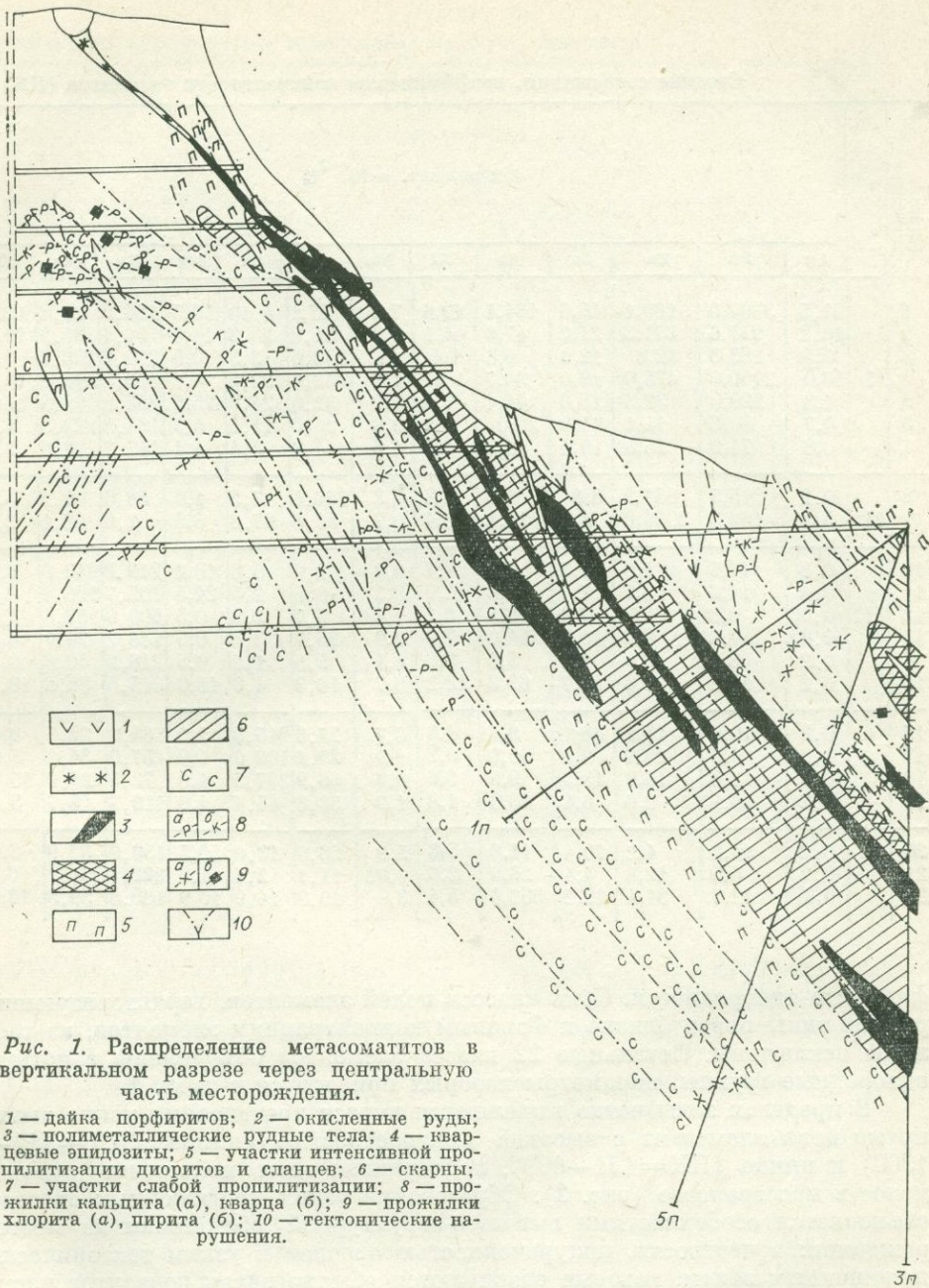


Рис. 1. Распределение метасоматитов в вертикальном разрезе через центральную часть месторождения.

1 — дайка порфиров; 2 — окисленные руды; 3 — полиметаллические рудные тела; 4 — кварцевые эпидозиты; 5 — участки интенсивной пропилитизации диоритов и сланцев; 6 — скарны; 7 — участки слабой пропилитизации; 8 — прожилки кальцита (а), кварца (б); 9 — прожилки хлорита (а), пирита (б); 10 — тектонические нарушения.

По кварцлагам и скважинам отобраны точечные пробы весом 150—200 г через 1 м, которые анализировались на 16 элементов. Расчеты фоновых концентраций выполнены графически путем построения куммулятивной кривой на вероятностной бумаге. Результаты анализов обработаны с применением ЭВМ методом многомерных полей (Житаев и др., 1976). На выдаваемых машиной картах содержания и классы элементов обозначены символами. В случае необходимости по этим картам можно провести изоконцентраты элементов или границы между различными классами. Часто бывает целесообразным объединить в одну группу классы элементов, близкие по характеристикам. В пределах исследованного разреза было выделено 29 классов полей элементов с разными значениями коэф-

Средние содержания, коэффициенты контрастности элементов (КК) и

Класс элементов	Группа однородности	Содержание, $n \cdot 10^{-3}\%$												
		Ag	Pb	Zn	Cu	As	Ni	Mo	B	Sn	Hg	Ba	Se	Be
1	I	21,5	3000,0	180,1	46,6	134,1	12,6	7,8	57,1	4,10	10,5	184,6	26,8	12,5
2		10,2	917,6	371,3	21,2	47,9	4,1	1,9	54,8	28,3	11,6	94,1	35,2	11,6
3		0,5	283,3	12,8	12,9	6,8	1,4	1,3	250,0	3,3	0,5	202,6	256,6	0,5
4		16,0	2000,0	475,0	19,0	90,7	10,7	1,2	42,6	22,5	4,1	409,3	42,2	10,5
5		1,8	220,0	32,3	18,0	41,4	7,4	4,2	32,6	24,9	25,5	255,2	78,2	13,3
6		0,7	80,8	14,1	14,0	20,0	2,1	0,8	26,0	11,5	0,9	134,9	23,0	1,2
7		0,8	74,0	15,8	10,4	18,3	4,6	4,5	4,9	6,4	4,4	147,2	78,6	3,2
8	II	0,2	15,5	857,2	8,8	1,4	2,8	0,3	266,5	7,2	1,0	38,0	2,2	3,1
9		5,6	169,3	3000,0	73,3	14,1	2,4	0,7	50,6	67,6	5,5	2,6	8,1	2,2
10	III	0,8	11,5	1,0	4,3	7,2	1,7	0,3	2,0	0,8	10,2	219,2	942,8	1,2
11		0,4	11,6	8,7	7,4	8,8	2,0	0,3	8,5	2,5	24,5	105,7	196,4	4,3
12		0,05	6,8	9,8	7,8	13,5	6,1	1,8	5,7	3,0	0,5	600,0	52,8	1,6
13		0,05	7,3	8,2	10,8	14,0	7,0	2,9	25,7	3,6	0,5	148,2	24,7	4,4
14		0,2	8,2	2,0	1,2	5,0	2,0	4,1	5,5	1,2	0,5	216,2	40,8	0,8
15		0,2	12,2	21,6	14,7	69,3	12,2	6,7	16,3	4,6	18,9	315,5	88,2	10,7
16		IV	0,2	10,0	16,1	33	8,4	1,8	0,7	27,8	615,3	1,0	84,0	21,5
17	0,05		9,0	20,7	2,9	0,9	0,3	1,1	29,8	100,0	1,0	37,0	34,2	5,0
18	0,5		2,8	16,7	13,3	9,9	3,6	0,9	68,9	297,5	1,0	72,5	21,9	15,5
19	0,2		10,1	2,6	6,4	13,9	1,8	1,9	33,8	45,4	1,0	119,7	18,7	5,0
20	III	0,2	11,2	4,2	10,4	11,0	5,3	5,9	56,0	13,0	50,5	156,0	37,9	2,5
21		0,2	4,5	12,8	4,4	26,0	2,6	0,06	11,1	12,4	1,0	222,1	31,2	6,4
22		0,3	12,3	31,4	12,2	366,6	5,4	3,0	19,9	14,9	10,9	180,5	39,3	18,0

фициента однородности. Семь классов полей элементов, характеризующие разные типы пород близко к фоновым концентрациям элементов, на таблицы исключены. Остальные 22 класса элементов объединены в четыре однородные группы, параметры которых приводятся в табл. 1.

В пределах зоны четко выделяются вкрест простирания узкие вытянутые поля элементов с высокой контрастностью свинца (КК=111—1500) и цинка (КК=171—600), подчеркивая этим положение рудных полос в пространстве (рис. 2). Образование узких протяженных ореолов объясняется особенностями литолого-структурной обстановки на месторождении: в частности, приуроченностью ореолов к узким тектонически нарушенным зонам, которые развиваются обычно вдоль контактов часто чередующихся прослоев известняков, сланцев и диоритов. В участках развития диоритов ореолы также совпадают с тектонически ослабленными зонами.

В строении рудных полос и зоны в целом отмечается зональное строение. Наиболее отчетливо проявляется общая тенденция, характерная для свинцово-цинковых месторождений, уменьшения с глубиной концентрации свинца и увеличения содержания цинка.

В рудной полосе поля элементов, отвечающие цинковым рудам, расположены ниже свинцово-цинковых, а они, в свою очередь, всегда ниже руд с преобладанием галенита. Вверху разреза развиты поля свинцовых ассоциаций (КК=142—1500), которые граничат с узкими полями ассоциации элементов с меньшей контрастностью (КК свинца — 111—37), соответствующих кварцевым эпидозитам, которые являются внутренней

## коэффициенты однородности выделенных классов элементов

Коэффициент контрастности (КК)												Коэффициент однородно- сти	
Ag	Pb	Zn	Cu	As	Ni	Mo	B	Sn	Hg	Ba	Si		Be
21,5	1500,01	36,0	11,6	33,5	31,6	7,63	19,0	41,0	0,8	9,2	1,3	8,9	0,997
10,2	458,82	74,2	5,3	11,9	10,4	1,9	18,2	28,2	0,9	4,7	1,7	8,3	0,96
0,5	141,63	2,5	3,0	1,7	3,5	1,5	83,3	3,3	4,2	10,1	12,8	0,4	0,89
16,0	1000,04	95,0	4,7	22,6	26,8	1,2	14,2	22,5	0,3	20,5	2,1	7,5	0,99
1,8	111,05	6,4	4,5	10,3	18,6	4,3	10,8	24,9	2,1	12,6	3,9	9,5	0,85
0,7	40,46	2,8	3,5	5,0	5,6	0,8	8,6	11,5	0,08	6,7	1,1	0,9	0,76
0,9	37,07	3,1	2,6	4,6	11,1	4,5	1,6	6,4	0,4	7,3	3,9	2,3	0,78
0,1	7,7	171,48	2,2	0,4	7,1	0,3	93,5	7,2	0,08	1,9	0,1	2,2	0,83
15,6	84,6	600,09	18,3	3,5	6,0	0,6	16,8	67,6	0,4	0,1	0,4	1,6	0,96
0,8	5,710	0,2	1,0	1,8	4,2	0,3	0,6	0,7	0,8	10,9	47,1	0,8	0,85
0,4	5,811	1,7	1,8	2,2	5,1	0,3	2,8	2,3	2,0	5,2	9,8	3,1	0,51
0,05	3,412	1,9	1,9	3,4	15,3	1,7	1,9	3,0	0,04	30,0	2,6	1,1	0,97
0,05	3,713	1,6	2,7	3,5	17,7	2,8	8,6	3,7	0,04	7,4	1,2	3,1	0,88
0,2	4,114	0,4	2,9	1,2	5,0	4,1	1,7	1,2	0,04	10,9	2,0	0,6	0,87
0,2	6,115	4,3	3,6	17,3	30,6	6,7	6,1	4,6	1,5	15,7	4,4	7,7	0,54
0,3	5,0	32	0,8	2,1	4,7	0,7	9,3	615,346	0,08	4,2	1,0	6,2	0,99
0,05	4,5	4,2	0,7	2,5	7,5	1,1	9,9	100,047	0,08	1,8	1,7	3,6	0,93
0,05	1,4	3,3	3,3	2,4	9,1	0,9	22,9	267,548	0,08	3,6	1,1	11,0	0,95
0,3	5,0	0,5	1,6	3,4	4,4	1,9	11,2	45,449	0,08	5,9	0,9	3,6	0,79
0,2	5,6	0,8	2,6	2,7	13,3	5,6	19,6	13,020	4,220	7,8	1,8	2,5	0,53
0,2	2,2	2,5	1,1	6,5	6,7	0,07	3,7	12,421	0,08	11,0	1,5	4,6	0,80
0,3	6,2	6,3	3,0	92,0	13,5	3,0	6,6	14,922	0,9	9,0	1,9	12,8	0,84

зоной синрудных пропилитов (см. табл. 1, группа I). В отдельных рудных полосах поля свинцовых ассоциаций (КК=111—37) отмечены на глубоких горизонтах, что свидетельствует о наличии свинцово-цинковых руд на этих гипсометрических уровнях.

Поля элементов (группа III) с низкими значениями коэффициентов контрастности свинца и цинка (КК свинца — 2,5—6; цинка — 1,5—7) соответствуют участкам развития внешних зон пропилитов, формирующихся синхронно с кварц-карбонатно-сульфидными рудами (см. рис. 2). Установлено, что ореолы Pb, Zn, Ag, As, Sn не распространяются далее зоны интенсивной пропилитизации пород. Ореолы ртути и изредка меди выходят в зону слабой пропилитизации пород. Коэффициенты контрастности элементов увеличиваются пропорционально нарастанию процесса пропилитизации (табл. 2). Наименьшие колебания содержания элементов отмечаются в слабо измененных диоритах. Поля ассоциации элементов с высокой контрастностью стронция соответствуют участкам развития известняков и известковистых сланцев.

Для месторождения характерно резкое возрастание с глубиной содержания олова. В этом отражается геохимическая особенность месторождений скарново-полиметаллического типа. Установлено, что глубокие части разреза характеризуются полями элементов, где ведущая роль принадлежит олову (рис. 3). Эти поля элементов соответствуют участкам развития гранатовых скарнов (см. табл. 1, группа IV). Значения контрастности олова в 615 и 268 свидетельствуют о наличии касситерита в этих образованиях. Такая ситуация подтверждает высказанное ранее предположение

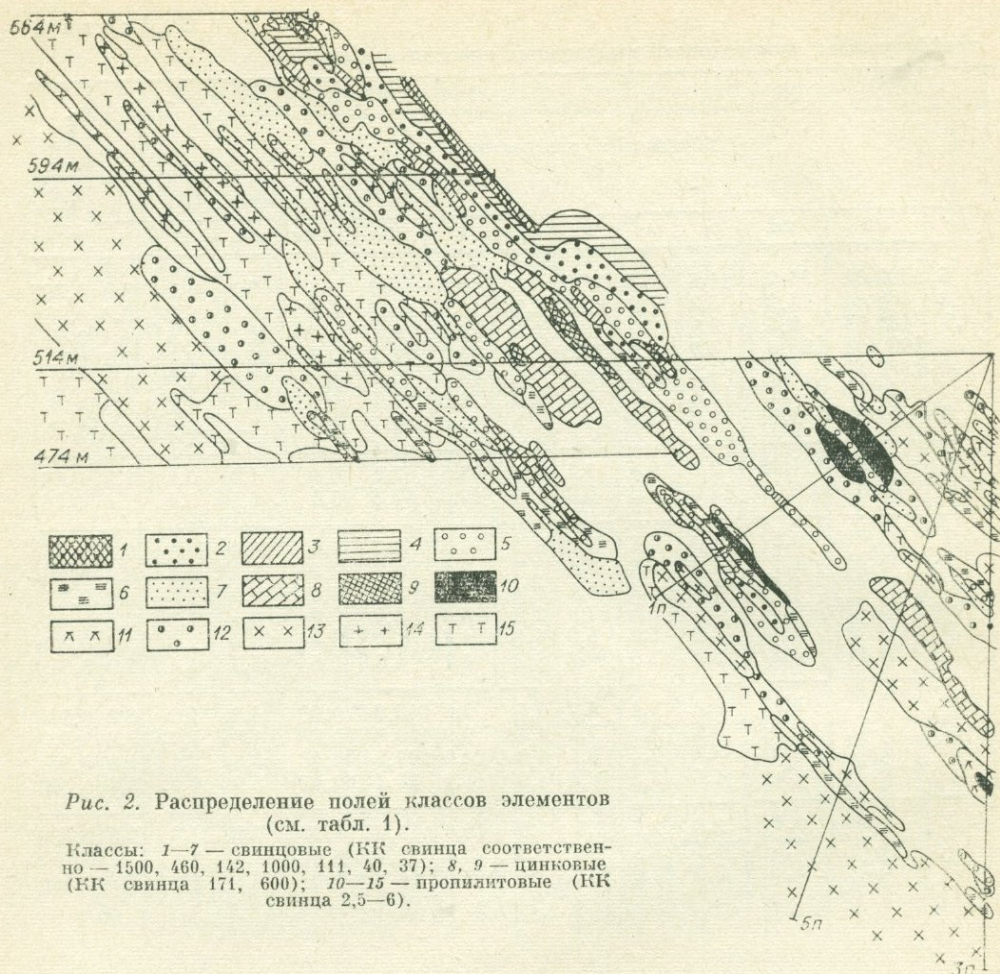


Рис. 2. Распределение полей классов элементов (см. табл. 1).

Классы: 1-7 — свинцовые (КК свинца соответственно — 1500, 460, 142, 1000, 111, 40, 37); 8, 9 — цинковые (КК свинца 171, 600); 10-15 — пропилитовые (КК свинца 2,5-6).

о возможной перспективности на олово Савинского-5 месторождения на глубоких горизонтах (Санин и др., 1971). Это находит отражение и в особенностях распределения элементов по минералам и отдельным зонам скарновых образований. Ниже даны средние содержания Pb, Zn, Sn (г/т) в известковых скарнах месторождения (в скобках количество проб в выборке):

Состав скарнов	Зона	Pb	Zn	Sn
Аксинитовые (6)	III	14,9	97,0	90,0
Гранат-пироксеновые	II	15,0	27,5	261,0
Гранатовые	I	46,0	89,8	579,0

Оловянные классы элементов характеризуются низкими контрастностями рудных элементов (единицы) и отсутствием ртути и серебра.

В целом для зон развития скарнов отмечается следующая вертикальная зональность в распределении элементов: Sn—В—Be—Zn(Cu)—Pb.

Приводим также средние содержания Pb, Zn и Sn (г/т) в основных минералах известковых скарнов:

Материал	Pb	Zn	Sn
Пироксен (4)	13,6	Не опр.	35,0
Гранат (7)	11,0	»	238,0
Аксинит (2)	10,0	130,0	320,0
Кварц (1)	5,0	—	3,0
Кальцит (2)	6,2	33,0	—

Контрастность элементов в зонах метасоматической колонки пропилитов

Элемент	Слабо измененный диорит (внешняя зона)	Пропилитизированный диорит (промежуточная зона)	Кварцевый эпидозит (внутренняя зона)
Pb	1,3	5,6	37
Zn	0,8	1,4	1,4
Sn	1,0	4,4	56,0
Cu	1,1	2,0	6,0
As	1,0	3,0	5,0
Hg	1,2	2,3	Не оби.
Li	20,0	50,0	37,0
Rb	11,0	9,3	4,7
Ba	4,7	1,0	0,6

Суммируя данные о распределении элементов в ореолах, констатируем, что для надрудных интервалов ореолов характерны Pb, Ag, As, Hg, а для подрудных Sn, Cu, Be, Mo.

Специфичные ореолы формирует на месторождении группа элементов: Ba, Li, Rb, В, которые образуют ореолы широкого рассеяния. В процессе образования кварц-карбонат-галенит-сфалеритовых тел барий выносится из зон рудоотложения (Санин и др., 1974) и перераспределяется в зонах пропилитов, при этом он выносится из зон интенсивной пропилитизации диоритов и концентрируется в зоне, соответствующей слабо измененным диоритам. В процессе перераспределения бария возникают широкие протяженные ореолы переотложения, фиксирующие зоны слабо пропилитизированных пород и сопряженные с ними узкие ореолы выщелачивания на участках рудных тел, зон кварцевых эпидозитов и интенсивно пропилитизированных пород. Ореолы переотложения бария удаляются на 200 м и более выше верхних частей рудных тел (рис. 4).

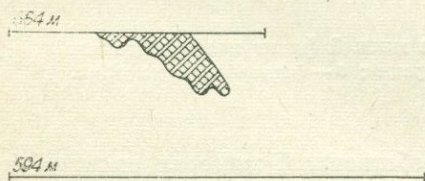
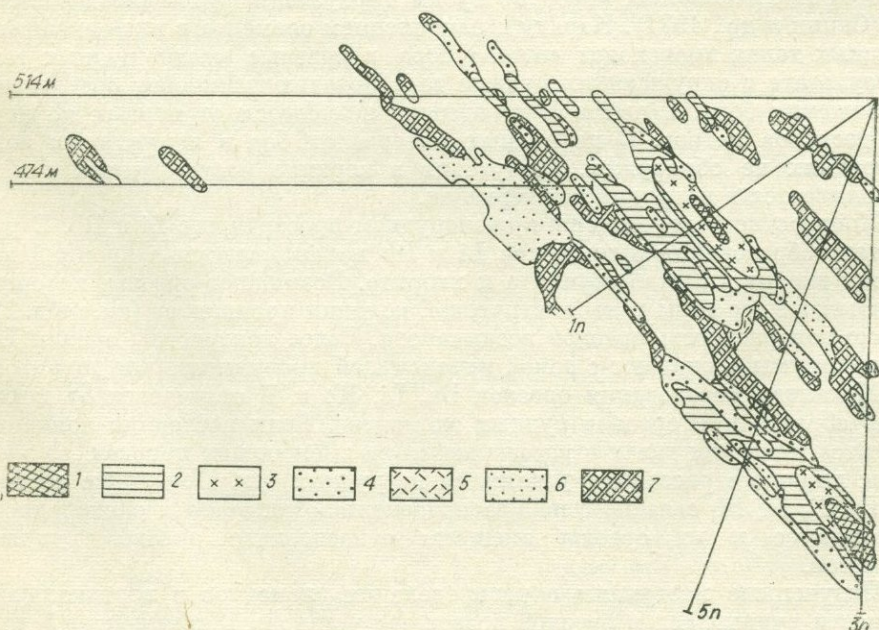


Рис. 3. Распределение полей классов элементов в нижней части разреза (см. табл. 1).

Классы: 1—4 (гр. IV) — оловянные (КК олова соответственно — 615, 100, 268, 45); 5—7 (кл. 20, 21, 22) — пропилитовые (КК свинца 2—7).



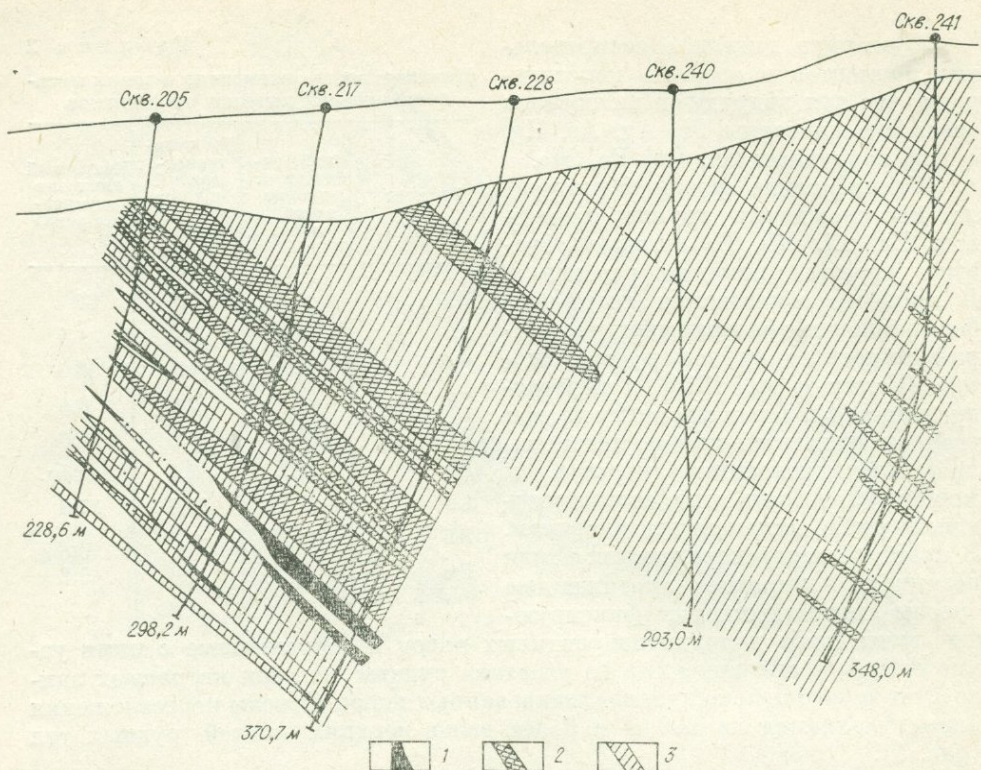


Рис. 4. Ореолы бария в разрезе через южный фланг месторождения.  
1 — рудные тела; 2 — аномальные концентрации; 3 — фоновые концентрации.

Бор на месторождении образует собственный минерал аксинит, который входит в состав скарнов и рудных тел на уровне средних и частично верхних горизонтов. Для образования аксинита в скарнах бор заимствуется из вмещающих пород по путям циркуляции рудоносных растворов (Санин и др., 1974). Наряду с накоплением элемента в виде аксинита в рудных телах происходит «отгон» бора в краевые части рудных тел. В результате в окружающих рудные тела породах возникают ореолы перетложения бора. Ширина этих ореолов колеблется от первых до первых десятков метров. В подрудных интервалах бор в аномальных концентрациях не обнаружен. Он уходит в верхние части рудных тел и накапливается в надрудных интервалах.

Контрастно распределены в околорудном пространстве Li и Rb. В результате образования рудных тел Li и Rb накапливаются в пропилитах, где они входят в состав серицита и хлорита. Возникают ореолы, которые захватывают все зоны метасоматической колонки пропилитов (см. табл. 2). Однако контрастность ореолов неодинакова. Более контрастны ореолы Li, их максимумы совпадают с зоной интенсивной пропилитизации диоритов.

Механизм образования ореолов Ba, Li, Rb и B отличается от механизма образования ореолов рудных элементов. Если последние концентрируются в рудных телах и рассеиваются во вмещающих породах, то элементы широкого рассеяния удаляются из рудных тел. Появление аномалий Ba, B, Li, Rb связано с перераспределением вещества в околорудном пространстве и их ореолы смещены относительно ореолов рудных элементов.

Полученные материалы о распределении элементов в вертикальной плоскости рудных тел и ореолов позволяют установить комплексный ряд

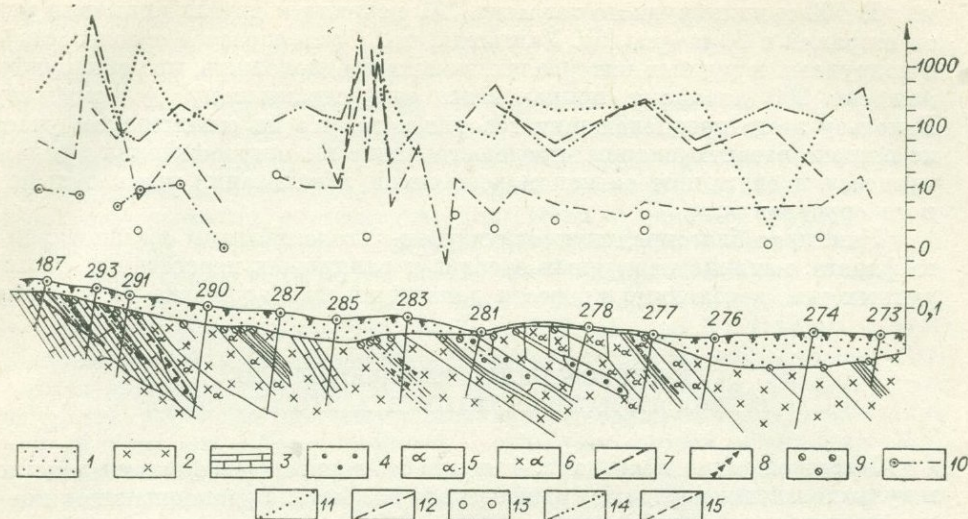


Рис. 5. Графики распределения элементов в разрезе через западный фланг месторождения.

1 — рыхлые образования, 2 — диориты, 3 — известняки, 4 — скарны, 5 — зона гидротермального изменения пород, 6 — пропилитизированные диориты, 7 — тектонические нарушения, 8 — брекчированные породы, 9 — флюоритовая минерализация, 10 — олово, 11 — бор, 12 — свинец, 13 — бериллий, 14 — цинк, 15 — барий.

зональности, имеющий следующее выражение для Савинского-5 месторождения: Sn(B) — Mo — Be — Zn(B) — Cu — Pb(Be) — As — Ag — Sb — B — Li — Rb — Ba — Hg.

В зависимости от уровня эрозионного среза геохимическая аномалия будет характеризоваться определенным набором элементов с соответствующими контрастностями.

Как пример использования первичных ореолов для оценки флангов месторождения приводится западный фланг. На западном фланге был детально геохимически изучен разрез по профилю скважин 293—283—273 (рис. 5), пробуренных на незначительную глубину и остановленных в свое время в связи с заключением о малой перспективности этого участка. Между тем литолого-геохимические особенности участка дают основание рекомендовать продолжение здесь глубинных поисково-разведочных работ. Доказательством этому служат пропластки карбонатных пород среди диоритов, широкое развитие скарнов, пропилитизированных диоритов разной степени проработки, наличие баритовых жил западнее участка, повышенные концентрации Pb, Zn, Sn, Ag, Ba и других элементов в зонах трещиноватости и, наконец, вскрытие мелких рудных тел.

Скв. 291 подсечено скрытое рудное тело, представленное кварц-карбонат-галенитовой ассоциацией с развитием в надрудном интервале ореола ртути и бария.

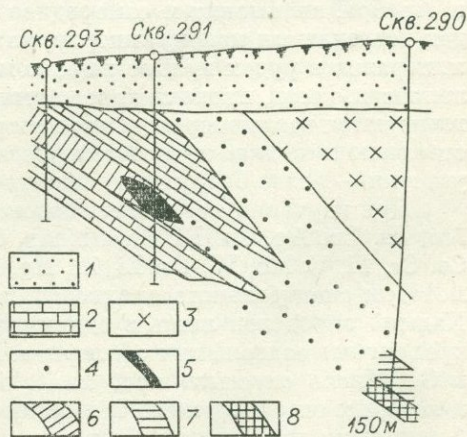


Рис. 6. Ореолы ртути в разрезе через западный фланг месторождения.

1 — рыхлые образования, 2 — известняки, 3 — диориты, 4 — скарны, 5 — рудное тело, 6 — ореол ртути с содержанием  $n \cdot 10^{-5}\%$ , 7 — ореол ртути с содержанием  $1,5 \cdot 10^{-4}\%$ , 8 — ореол ртути с содержаниями  $(4-6) \cdot 10^{-4}\%$ .

В 100 м ниже рудного тела скв. 290 вскрыта и другая аномалия ртути шириной в 20 м (рис. 6). Учитывая, что ртуть образует ореолы только в надрудных и рудных интервалах, можно предположить, что обнаруженная скв. 290 аномалия принадлежит еще нескрытому рудному телу. В пользу этого предположения говорит и то, что на описываемом участке широко развиты скарны, предшествующие на месторождении рудному процессу и служащие сигналом возможной локализации здесь сульфидного оруденения.

Учитывая благоприятную структурно-литологическую обстановку этого фланга, наличие надрудных ореолов и единичных пересечений сленых рудных тел, необходимо провести доизучение этого участка на глубину.

### МЕСТОРОЖДЕНИЯ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ВТОРОГО ТИПА

Месторождение колчеданно-галенит-сфалеритовой формации залегает в вулканогенных породах верхнеюрского возраста. Рудовмещающие породы, представленные эффузивами среднего и основного состава, туфами и туфобрекчиями, прорваны многочисленными дайками диоритовых и кварц-диоритовых порфиритов, гранит-порфиров и лампрофиров. На площади месторождения породы залегают моноклиально.

Локализация оруденения в основном контролируется разрывными нарушениями, пользующимися в районе месторождения чрезвычайно широким распространением. Основной рудовмещающей структурой месторождения является Главный разлом северо-западного простирания с крутым падением на юго-запад ( $70-80^\circ$ ). Зона разлома представлена серией параллельных трещин, наиболее крупные из них, как правило, выполнены дайками.

Рудные тела представлены преимущественно минерализованными зонами дробления и сетью мелких прожилков. Мощность рудных тел колеблется от первых до 20—30 м. Оруденение формировалось в три стадии: кварц-пиритовую, кварц-карбонатно-галенит-сфалеритовую и карбонатно-сульфосольную и прослежено до значительных глубин. Наиболее характерные для месторождения рудные минералы, по данным всех исследователей: галенит, шпирит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли меди, свинца и серебра, антимонит и самородное золото. Из жильных минералов в рудах встречаются кварц, анкерит, хлорит, турмалин, барит. Распределение минералов в рудах крайне неравномерное. Они отмечаются в виде вкрапленности, гнезд, прожилков и массивных руд. Различные типы руд характеризуются взаимопереходами: центральные части рудных тел часто представлены линзами и гнездами богатых массивных руд, периферийные участки — более бедными прожилковыми и вкрапленными рудами.

При изучении первичных ореолов определялись следующие элементы: Au, Pb, Zn, Ag, Cu, Bi, Sn, Sb, As, Ge, Ga, Jn, Se, Cd, Tl, Te, В, Mn, Ni, Co, Cr, Ti, V, Mo, W, Be, Li, Zr, Hg, Ba, Sr. Приближенно-количественным методом спектрального анализа в пробах не обнаружены Jn, Tl, Te, Se. Кадмий определен лишь в единичных рудных пробах, где установлены процентные содержания сфалерита. В единичных пробах фиксируются Be и Ge. Число «пустых» проб на Zr значительно превосходит число проб, в которых он обнаружен. Все отмеченные элементы из дальнейшей обработки были исключены. Не включен в обработку и галлий, содержания которого повсеместно находятся на фоновом уровне и не выходят за пределы значений  $1-2 \cdot 10^{-3}\%$ .

В качестве объекта исследований выбран представительный разрез (скважины 313—91), вскрывающий центральную часть месторождения на глубину 880 м. Пробы отбирались в основном через 5 м сколовым методом. В гидротермалитах и минерализованных участках интервал оп-

робования сгущался. При последующей математической обработке эти пробы также включались в расчет, высчитывалось среднее содержание из отобранных на интервале в 5 м.

Для выяснения особенностей распределения элементов в пространстве по методу многомерных полей построены моноэлементные поля и карты ассоциаций по основной зоне, включающей ряд продуктивных рудных тел. Изученный разрез охватывает, кроме известных рудных тел, широкую зону развития лиственитов, лиственитизированных эффузивов основного и среднего состава и вкрапленной сульфидной минерализации.

**Свинец** образует широкий ореол, занимающий полностью рудную зону (рис. 7, А). По контрастности выделены ореолы пяти классов: 1000, от 300 до 1000, от 100 до 300, от 30 до 100, от 3 до 30. Ореолы с контрастностью 300—1000 образуют в рудной зоне три нечеткие полосы. Эти полосы являются отражением тех участков рудной зоны, которые в той или иной степени затронуты сульфидной минерализацией. По восстановлению рудной зоны полосы расширяются и образуют единый ореол (скв. 185), а к нижним горизонтам разветвляются на ряд мелких апофиз. В двух из отмеченных полос выделяются линзы более высоких концентраций свинца, которые соответствуют контурам известных рудных тел. Однако встречаются рудные тела и в ореолах низких контрастностей:  $KK=30-100$  (скв. 185). Как будет показано ниже, такие тела лежат в контуре высококонтрастных ореолов цинка. Этот факт является отражением развития на месторождении двух ассоциаций, в одной из которых преобладает галенит, в другой — сфалерит.

Ореолы с контрастностью 300 характеризуют поля развития гидротермалитов, лиственитов и лиственитизированных эффузивов. В окислорудных гидротермалитах контрастность ореолов ослабевает в 10—100 раз.

**Цинк** также образует в рудной зоне практически сплошной ореол с изменчивыми концентрациями в зависимости от степени минерализации того или иного участка. Лишь в нескольких местах (см. рис. 7, Б) содержания  $Zn$  опускаются до фоновых. По контрастности выделены ореолы трех классов: от 30 до 60 и более, от 13 до 30, от 3 до 13. Как видно из указанной градации, контрастность ореолов цинка в абсолютном выражении значительно уступает контрастности ореолов свинца. Здесь максимум превышает фон только в 30—60 раз. В разрезе рудной зоны установлено 10 таких максимумов цинка. Остальные ореолы превышают фон в 3—30 раз. Отмечено, что ряд максимумов цинка совпадает с максимумами свинца (скважины 93 и 324). Максимумы окружены полями с контрастностью 13—30. Эти поля образуются прерывистыми полосами, которые в своих контурах в основном совпадают с полосами, образованными свинцом. В целом отмечается некоторое преобладание цинковой минерализации над свинцовой на нижних горизонтах рудной зоны.

Разобщенность в разрезе максимумов свинца и цинка и их совмещенность объясняется развитием в пространстве кварц-карбонат-сфалерит-галенитовой, кварц-галенитовой и карбонат-сфалеритовой ассоциацией, а в ряде мест, как будет показано ниже, — сульфосольной, в которой свинец играет существенную роль. Только в первом случае максимумы свинца и цинка совпадают, в остальных случаях они разрознены. В местах же развития гидротермалитов с вкрапленной сульфидной минерализацией или без нее контуры ореолов свинца и цинка практически полностью совпадают, что может расцениваться, как факт однотипного поведения  $Pb$  и  $Zn$  в предрудную стадию процесса.

**Серебро** образует широкий ореол по всей рудной полосе, нигде не опускаясь до фоновых концентраций. По контрастности выделяются ореолы пяти классов (см. рис. 7, В). Характерно, что максимумы  $Ag$ , в отличие от максимумов описанных выше элементов, довольно широки и протяженны. Они образуют три четкие прерывистые полосы, которые замет-

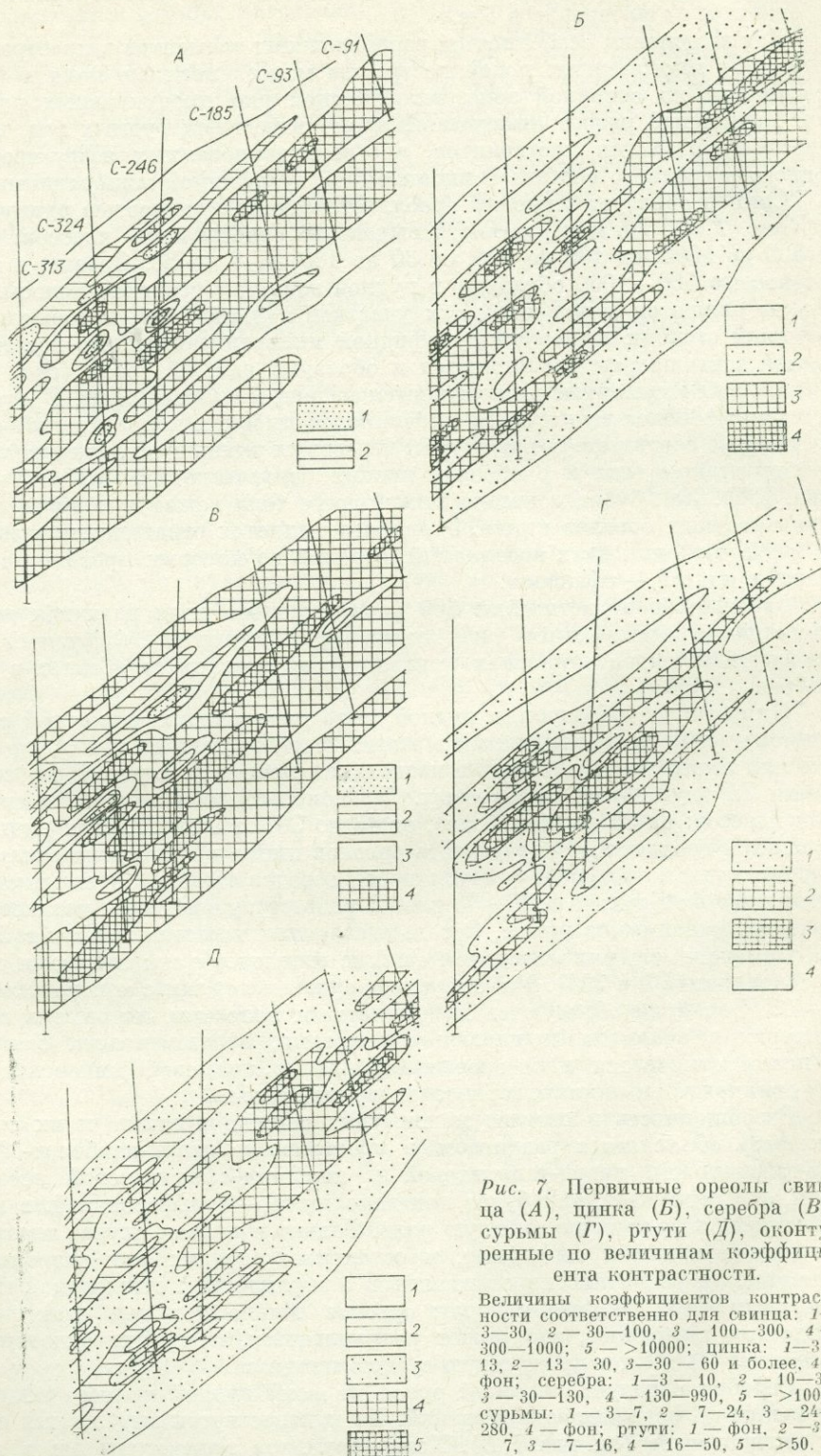


Рис. 7. Первичные ореолы свинца (А), цинка (В), серебра (В), олова (Г), ртути (Д), оконтуренные по величинам коэффициента контрастности.

Величины коэффициентов контрастности соответственно для свинца: 1—3—30, 2—30—100, 3—100—300, 4—300—1000; 5—>10000; цинка: 1—3—13, 2—13—30, 3—30—60 и более, 4—фон; серебра: 1—3—10, 2—10—30, 3—30—130, 4—130—990, 5—>1000; олова: 1—3—7, 2—7—24, 3—24—280, 4—фон; ртути: 1—фон, 2—3—7, 3—7—16, 4—16—50, 5—>50.

но резко распадаются на более мелкие по размеру максимумы на участке преобладающего развития высококонтрастных сурьмяных ореолов.

В разрезе рудной зоны фиксируется совпадение серебряных максимумов с максимумами свинца и сурьмы и с продуктивными рудными телами, часть максимумов серебра расположена выше по разрезу над максимумами свинца. Это, безусловно, говорит о связи серебра как со свинцово-цинковым оруденением, так и с сульфосольной минерализацией. Последнее подтверждается и корреляционными соотношениями серебра и сурьмы ( $r = 0,62-0,82$ ). Смещение же преобладающего числа серебряных максимумов на нижний уровень локализации свинцовых и сурьмяных высококонтрастных ореолов свидетельствует о том, что основная масса серебра связана с сульфосолями.

Более низкие по контрастности ореолы ( $КК = 130-990$ ) соответствуют полям развития вкрапленной полиметаллической минерализации. Здесь серебро тесно связано с галенитом. Все остальные ореолы фиксируют поля развития гидротермалитов. К нижним горизонтам рудной зоны контрастность ореолов серебра снижается.

Таким образом, серебро следует считать типоморфным элементом как колчеданно-полиметаллической, так и сульфосольной минерализации.

**Сурьма** образует также широкие ореолы, но максимальные содержания ее концентрируются в средней части зоны (см. рис. 7, Г). Здесь отмечаются максимумы с контрастностью 24—280, окруженные ореолами, где контрастность 7—24 и 3—7. К нижним и верхним горизонтам по восстановлению рудной зоны содержания сурьмы снижаются до фоновых.

Повышенные содержания сурьмы образуют три самостоятельные полосы. По расположению эти полосы более всего повторяют контуры свинцовых полос, занимая по отношению к цинку несколько обособленное положение. Отмеченные факты имеют двойное объяснение. Полосовое расположение максимумов всех рассматриваемых элементов свидетельствует о том, что на всем протяжении рудного процесса рудоподводящими и рудоконтролирующими были одни и те же структуры. Несовпадение же ореолов сурьмы с ореолами цинка свидетельствует о выделении незначительного количества сурьмы на стадии отложения свинцовых ассоциаций и широкого проявления самостоятельной стадии сульфосолей. Частичные же совпадения ореольных контуров могут трактоваться как факт наложения сульфосольного типа минерализации на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Совмещение ореолов сурьмы с частью ореолов свинца объясняется тем, что свинец играет существенную роль в составе сульфосольной ассоциации, как составная часть сульфосолей, также благодаря вхождению в эту ассоциацию галенита. Таким образом, свинец и сурьма могут рассматриваться как типоморфные элементы колчеданно-полиметаллической и сульфосольной минерализации.

**Ртуть** образует широкие поля ореолов. По степени контрастности выделяются ореолы четырех классов (см. рис. 7, Д). Максимумы ртути четко сдвинуты в верхнюю часть рудной зоны. В нижней части содержания ртути снижаются до фоновых, где сохраняются отдельные редкие «язычки» ее высоких концентраций. Высокие содержания ртути появляются в нижней части зоны тремя маломощными полосами (скважины 324—246), отвечающими ореольным полосам Pb, Zn, Ag и других элементов. Полоса с лежачего бока зоны маломощна, прерывиста и быстро исчезает. Две другие полосы на уровне скв. 185 сливаются в одну широкую полосу, которая выше по восстановлению зоны, на уровне скв. 93, распадается на три параллельные апофизы.

Ртуть образует четыре небольших максимума ( $КК = 5000-2200$ ). Первый из них (скв. 91) совпадает с максимумами цинка и серебра, второй (скв. 93) — с наибольшим максимумом цинка, значительно превышая его в размере, третий (скв. 185) самостоятельный максимум расположен в ореоле высоких концентраций свинца и цинка (контур рудного тела),

четвертый совпадает с максимумом свинца и серебра и с контурами рудных тел. По отношению к ореолу сурьмы ртуть занимает более высокое по восстанию положение в разрезе рудной зоны. Подобный характер распределения ртути свидетельствует о том, что ее ореол образуется за счет ртути, которая связана с колчеданно-полиметаллическим оруденением, затем он усиливается за счет таковой, связанной с сульфосольной минерализацией. Об этой связи ртути говорит корреляция ее с сурьмой в рудной зоне ( $r=0,42-0,98$ ). Не исключено также развитие самостоятельной ртутной минерализации — прототипа Кочковской ртутно-мышьяково-сурьмяной с золотом минерализации. Забегая вперед, заметим, что подобный вывод подтверждается наличием в рудной зоне монортутной элементной ассоциации.

Концентрирование ртути на верхних горизонтах рудной зоны объясняется высокими летучими свойствами этого элемента.

Гидротермалиты фиксируются широким, но менее контрастным ореолом ртути, занимающим всю площадь рудной зоны.

Таким образом, ртуть ведет себя неоднозначно, и судить категорично по ореолам этого элемента о развитии конкретного типа минерализации не представляется возможным. Ртуть на месторождениях, локализующихся в геологических структурах второго типа, может быть отнесена к типоморфным элементам колчеданно-полиметаллической, сульфосольной и ртутно-мышьяково-сурьмяной минерализаций.

**Медь** представлена небольшими ореолами невысокой контрастности ( $КК=3-6, 6-9$ ). Эти ореолы образуют три полосы, которые по конфигурации полностью совпадают с полосами повышенных содержаний сурьмы. Учитывая характер ореолов меди и высокие корреляционные соотношения ее с сурьмой (коэффициент корреляции между ними в рудной зоне колеблется от 0,84 до 0,99), можно с уверенностью говорить о том, что медь на месторождении генетически связана главным образом с сульфосольной ассоциацией, являясь составной частью сульфосолей.

Гидротермалиты характеризуются фоновыми содержаниями меди.

**Олово** не характерно для месторождения. Оно образует редкие мало-мощные максимумы низкой контрастности ( $КК=5-8$ ) в участках максимальных концентраций свинца и цинка. А поля с более низкими концентрациями повторяют конфигурацию трех полос, образованных высокими концентрациями свинца и цинка.

**Мышьяк** образует ореолы, несогласующиеся с ореолами других элементов и с участками локализации колчеданно-полиметаллических рудных тел. В нижней части рудной зоны мышьяк образует четыре максимума невысокой контрастности ( $КК=3-9$ ). Первый максимум (скв. 246) совпадает с продуктивным рудным телом и ореолами свинца и цинка. Второй максимум (скв. 324) самостоятельный, он расположен в контуре мало-контрастных ореолов свинца, серебра и других элементов и даже за пределами ореолов цинка и сурьмы. Третий и четвертый (скв. 313) сближены между собой и совпадают с ореолами золота.

В целом же по рудной зоне отмечено две полосы с концентрациями мышьяка между фоновыми и аномальными. Между этими полосами его содержания близки к фоновым. Подобное поведение мышьяка можно отнести, вероятно, за счет связи его с колчеданной минерализацией, которая развивается самостоятельно, независимо от других типов оруденения.

**Бор** образует ореол одного класса контрастности ( $КК=10-49$ ). Элемент ведет себя независимо от других элементов. Образующие бором широкие ореолы не согласуются с ореолами ни одного из описанных выше элементов. Они «сдвинуты» к висящему боку рудной зоны и практически отсутствуют в нижней вскрытой части зоны (скв. 313). Несоответствие ореолов бора, отсутствие корреляции его с другими элементами объясняется самостоятельным независимым развитием предрудной кварц-турмалиновой минерализации.

**Барий** тяготеет к верхним частям рудной зоны в концентрациях на уровне между фоновыми и аномальными. С этими полями сопряжены участки с фоновыми содержаниями бария, занимающие нижнюю часть рудной зоны.

В контуре отмеченного ореола встречено пять максимумов бария ( $KK=164-1356$ ), отличающихся по их размеру. Максимумы по разрезу скважин 313, 324, 246 тяготеют к продуктивным рудным телам, но, как правило, сдвинуты либо по восстанию, либо в стороны от этих тел. Налицо факт перераспределения бария в процессе рудообразования.

Методом многомерных полей выполнена задача построения карт ореольных ассоциаций. Получено 30 классов элементов, значения средних содержаний и коэффициентов контрастности для которых приведены в табл. 3. Классы элементов объединены в однородные группы, которые несут генетическую информацию. Неоднородные классы (А и С) занимают незначительные участки в нижней части рудной зоны.

В разрезе рудной зоны четко выделились поля ассоциаций элементов, соответствующие рудным полосам (рис. 8). Наблюдается два уровня развития однородных ассоциаций элементов, характеризующиеся разными значениями коэффициента накопления. В средней части разреза выделяются малые по размерам поля ассоциаций высококонтрастных элементов ( $KK Ag=10\ 000$ ,  $Pb=2500$ ,  $Sb=133$ ,  $Cu=27$ ,  $Hg=53$ ), которые соответствуют проявлениям сульфосолевой стадии. Вверху разреза выделяются участки рудных полос, в нижних частях которых локализируются свинцовые руды, характеризующиеся ассоциацией элементов со значительно меньшими значениями коэффициентов контрастности ( $KK Pb=52$ ,  $Ag=257$ ,  $Cu=3$ ,  $Sb=5$ ,  $Hg=11$ ).

В пределах отдельных рудных полос происходит наложение более поздней сульфосолевой стадии минералообразования на кварц-карбонатно-сульфидную. В результате этого резко повышается контрастность элементов, характеризующих верхние зоны свинцовых руд.

Основные ореольные ассоциации колчеданно-полиметаллической минерализации и группа типоморфных для нее элементов позволяет говорить о наличии на месторождении серебро-свинцовой геохимической специализации. Цинк не характерен для данного типа оруденения.

Выделяются поля выноса бора, которые располагаются в средней части рудной зоны и в ее висячем боку. Поля повышенных концентраций бора сосредоточены в висячем боку выше зоны выщелачивания, в нижних и верхних частях рудной зоны. Зоны концентрирования и выщелачивания бора характеризуются разным элементным составом. В табл. 3 показаны соотношения элементов в тех и других участках. Совместное накопление элементов в отдельных структурах — это, безусловно, факт наложения более поздних стадий минерализации на борную, представленную на месторождении кварц-турмалиновой ассоциацией. Об этом свидетельствует показатель неоднородности классов и отсутствие корреляции бора со всеми указанными в табл. 3 элементами.

Борная ассоциация распределена вне связи с распределением свинцово-цинковых рудных тел. В ряде мест отмечается вынос бора из участков рудных тел и тут же фиксируются зоны переотложения бора, т. е. наблюдается установленный ранее для Савинского-5 месторождения (Сапин и др., 1971) факт отгона бора из рудных тел во вмещающие породы.

Мышьяковая ассоциация имеет ограниченное развитие в рудной зоне и распределена она большей частью независимо от других ассоциаций. Обычно наблюдаются противоположные тенденции в поведении мышьяка, бора, меди. Однако встречен ряд мелких участков, в которых мышьяковая и борная ассоциации совмещены. Это можно объяснить присутствием арсенопиритовой минерализации в кварц-турмалиновой, и подобные ореольные поля мышьяка следует относить к кварц-турмалиновой геохимической ассоциации. Все остальные поля мышьяка отражают, по всей ве-

**Средние содержания, коэффициенты контрастности элементов**

Класс	Одно-родные группы	Содержание, $n \cdot 10^{-3} \%$									
		Ag	Pb	Zn	Cu	As	B	Sb	Sn	Hg	Ba
О М Ч	1	427,27	2109	239,30	4,15	4,0	10,61	2,61	3,39	579,18	148,64
		933,33	10000	466,67	4,33	6,77	9,67	2,67	2,33	349,67	273,33
		47,67	933,33	22	5,0	4,0	33,33	5,0	3,33	61,33	129,0
Б Ц Р Г Е Ж Б В	2	760	3660	426	3,40	2,80	4,40	2,80	3,30	306,80	51,80
		52,29	671,43	60,57	2,86	1,71	5,71	1,29	2,43	122,50	93,43
		77,50	262,50	62,50	2,25	2,0	14,50	2,75	2,13	213,25	122,12
		12,24	40,59	15,18	3,24	2,88	15,12	1,76	2,65	169,94	85,71
		11,33	33,33	9,33	10,33	1,33	8,0	1,0	3,33	210,0	99,0
		7,60	50,0	10,80	5,80	2,40	2,40	2,0	3,10	126,8	105,60
		7,9	33,3	12,9	22,2	2,50	12,11	1,44	2,00	21,78	71,11
10,46	48,31	10,46	2,02	2,15	7,62	1,15	2,38	77,92	69,38		
Х Й Д	3	86,67	400	40	1,67	4,67	8,67	1,0	4,07	240,67	168,33
		80,0	210,0	35,33	2,0	5,33	4,67	2,0	2,33	87,0	96,33
		6,29	28,57	8,0	3,57	3,0	14,86	2,29	2,14	34,57	76,57
Ы П	4	533,33	433,33	33,33	20	4,67	11,67	15,33	3,33	61,0	88,61
		257,14	207,14	44,0	6,86	4,14	18,14	4,86	1,29	219,57	77,00
Ю Я	5	10000	10000	333,33	66,67	6,37	1,0	133,33	2,0	470,0	26,67
		10000	10000	266,67	46,07	8,0	1,0	113,33	2,33	1066,67	23,67
К Л Н Э Щ	6	2000	10000	243,33	16,67	3,00	3,00	16,0	1,67	543,33	42,33
		866,17	10000	933,33	18,67	5,33	3,67	3,67	3,33	530,0	83,33
		800	6000	733,33	11,0	4,0	3,67	9,0	3,0	693,33	18,33
		1000	1466,67	133,33	16,17	4,0	3,30	13,50	2,38	156,67	86,7
		225	450	107,50	6,75	3,25	4,0	3,50	1,75	86,25	84,50
Ф И Т	7	75,0	175,0	25	7	3,50	25,50	3,70	2,37	125,50	314,0
		49,71	115,71	20,14	5,0	5,71	4,0	3,0	2,21	159,21	83,70
		35,97	120	34,55	4,27	3,36	16,45	2,09	2,73	73,18	84,36
У З	8	87,50	106,25	18,75	3,50	6,0	13,50	3,13	1,56	83,62	66,38
		9,40	30,0	10,0	3,40	3,20	4,60	1,0	1,50	88,70	91,20
А С	9	3,24	23,07	8,99	2,61	239	6,46	1,40	1,91	32,21	85,65
		12,70	60,0	11,57	2,52	296	22,39	1,65	2,13	62,09	126,20

роятности, развитие кварц-пиритовой (колчеданной) парагенетической ассоциации. Несогласованность полей мышьяка и меди свидетельствует о том, что участвующая в классификации медь, как будет показано ниже, принадлежит другой ассоциации — более позднему сульфосолюному парагенезису.

Цинк на месторождении входит в состав всех ведущих ассоциаций полиметаллической минерализации. Основная масса его приходится на карбонатно-сфалеритовую ассоциацию, в меньшем количестве он присутствует в кварц-галенитовой и сульфосолюной ассоциациях.

Сурьма на месторождении представляет сульфосолюную минерализацию, которая сосредоточена в средней и нижней частях зоны (скважины 324, 246, 243). В этой ассоциации совместно с сурьмой присутствуют ртуть, медь, цинк. Медь входит в состав блеклых руд, цинк — в состав клейофана, ртуть — как примесь в сульфосоли. Поля сурьмяных ассоциаций находятся в области распространения продуктивных рудных тел,

## и коэффициенты однородности выделенных классов элементов

Коэффициент контрастности (КК)										Коэффициент однородности
Ag	Pb	Zn	Cu	As	B	Sb	Sn	Hg	Ba	
427,27	527,27	26,60	1,66	1,33	2,36	2,61	1,70	28,96	1,86	0,91
933,3	2500	51,85	1,73	2,22	2,67	1,17	17,48	3,42	6,68	1,0
47,67	233,3	2,44	2,0	1,33	7,41	5,0	1,67	3,07	1,61	0,97
760,0	900,0	47,33	1,36	0,93	0,98	2,80	1,65	15,34	0,64	0,98
52,29	167,86	6,73	1,14	0,57	1,27	1,29	1,21	6,13	1,17	0,94
77,50	65,63	6,94	0,90	0,67	3,22	2,75	1,06	10,06	1,53	0,92
12,24	10,15	1,69	1,29	0,96	3,36	1,76	1,32	8,50	1,07	0,98
11,33	8,33	1,04	4,13	0,44	1,78	1,0	1,67	10,50	1,24	1,00
7,60	12,50	1,20	2,32	0,80	0,53	2,0	1,55	6,34	1,32	1,00
7,9	8,3	1,4	0,9	0,8	2,7	1,4	1,0	1,1	0,9	0,97
10,46	12,08	1,16	1,05	0,72	1,69	1,15	1,19	3,90	0,87	0,97
86,07	100,0	4,44	0,67	1,56	1,93	1,0	2,33	12,03	2,10	1,0
80,0	52,50	3,93	0,80	1,87	1,04	2,0	1,17	4,35	1,20	1,0
6,29	7,14	0,89	1,43	1,0	3,30	2,29	1,07	1,73	0,96	1,0
533,33	108,33	3,70	8,0	1,56	2,59	15,33	1,67	3,05	1,11	0,95
257,14	51,79	4,89	2,74	1,38	4,03	4,86	0,64	10,98	0,96	0,96
10000	2500	37,04	26,67	2,11	0,22	133,33	1,0	23,50	0,33	1,0
10000	2500	29,63	18,67	2,67	0,22	113,3	1,17	53,33	0,30	1,0
2000	2500	27,04	6,67	1,0	0,67	16,0	0,83	27,17	0,53	1,0
866,67	2500	163,70	7,47	1,18	0,81	3,67	1,67	26,50	1,04	1,0
800,0	1500,0	81,48	4,40	1,33	0,81	9,00	1,50	34,67	0,85	0,99
1000	366,67	14,81	6,47	1,33	0,74	13,50	1,42	7,83	1,08	0,98
225	112,50	11,94	2,70	1,08	0,89	3,50	0,88	4,31	1,06	0,96
75,0	43,75	2,78	2,80	1,17	5,67	3,75	1,19	6,28	3,93	0,99
49,71	28,93	2,24	2,0	1,90	0,89	3,0	1,11	7,96	1,05	0,99
35,27	30,0	3,84	1,75	1,12	3,66	2,09	1,36	3,06	1,05	0,91
87,50	26,56	2,08	1,40	2,0	3,0	3,13	0,78	4,18	0,83	0,97
9,40	7,50	1,11	1,36	1,07	1,02	1,0	0,75	4,44	1,14	1,0
3,24	5,77	1,0	1,04	0,80	1,44	1,40	0,96	1,61	1,07	0,56
12,70	15,0	1,29	1,01	0,99	4,98	1,65	1,07	3,10	1,58	0,60

вскрытых скважинами 246 и 324. Часть полей совпадает с расположением рудных тел. В этих же полях фиксируются и высокие содержания свинца и серебра, отсюда и совпадение полей сурьмяных ассоциаций с частью полей свинцовых и серебряных ассоциаций, т. е. отражается присутствие свинца и серебра в качестве составных частей сульфосольной парагенетической ассоциации.

Многочисленные поля в зоне слагают ртутьсодержащие классы (см. табл. 3). Отмечаются поля монортутной ассоциации, что наталкивает на мысль о возможности существования на месторождении самостоятельной ртутной минерализации. Эти поля лишь частично попадают в контуры известных рудных тел и тяготеют к средним и верхним горизонтам, хотя отдельными пятнами встречаются и на нижних горизонтах рудной зоны. Преобладающим развитием пользуется ртутная ассоциация с примесями цинка, поля которой перекрывают площади развития свинцовых, серебряных и цинковых ассоциаций. Они распространены по всему интервалу зо-

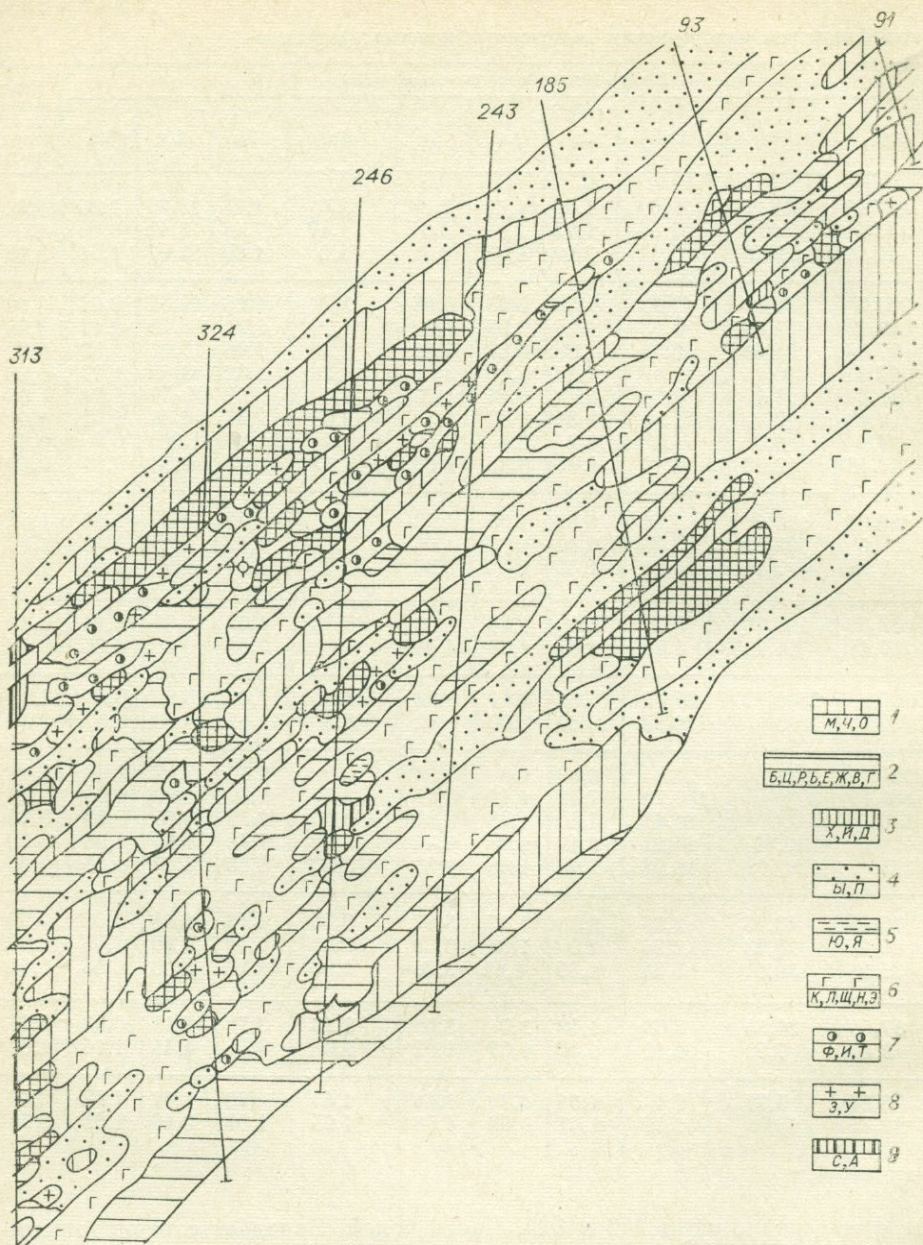


Рис. 8. Распределение полей (групп классов) элементов колчеданно-полиметаллического месторождения.

Группы классов: 1—3 — свинцовые (КК свинца 2500—7); 4 — серебряно-свинцовые (КК серебра 533—257); 5 — сурьмяно-серебряно-свинцовые (КК сурьмы 133—113); 6 — свинцово-серебряно-сурьмяная (КК свинца 2500—366, КК серебра 2000—800, КК сурьмы 16—4); 7 — серебряно-свинцово-ртутно-сурьмяная; 8 — серебряно-свинцово-ртутная (малоконтрастная); 9 — неоднородные классы элементов.

ны. В верхних горизонтах наблюдается расширение полей их развития. Этот ореол, вероятно, образуется ртутью, связанной с продуктивной кварц-карбонатно-сульфидной минерализацией.

И наконец, ртутная ассоциация с примесью сурьмы и цинка связана, по всей видимости, с сульфосолевой минерализацией. Поля ее развития, как правило, несколько смещены в стороны от контуров распространения сурьмяных ассоциаций. В целом отмечается зональное распределение

элементов при формировании этой ассоциации: в центре сурьма, затем ртуть, сурьма и по периферии ртуть.

Барий принадлежит в основном той части, которая представляет зоны выщелачивания. Наиболее крупное поле выноса бария фиксируется в висячем боку рудной зоны и представлено лиственитизированными гидротермалитами с повышенными содержаниями свинца, серебра и других элементов.

Выявленные закономерности в распределении ассоциаций элементов в разрезе колчеданно-полиметаллического месторождения могут быть представлены следующим рядом зональности: As—Zn(Cu)—Pb(Ag)—Cu—Sb—Hg—Ag—Ba—В. Установлено, что в приповерхностных участках рудная зона фиксируется высококонтрастными ореолами Ag, Hg, Pb и полями выщелачивания В и Ba.

Применение установленной геохимической вертикальной зональности позволяет наиболее объемно оценить сложнопостроенные рудные зоны с локализацией в них оруденения на разных гипсометрических уровнях.

Приведенный пример показывает высокую информативность геохимических данных при изучении колчеданно-полиметаллических месторождений в алюмосиликатных породах. Это позволяет сделать вывод о том, что сейчас наиболее актуальной задачей при геологическом доизучении территории междуречья Газимура и Аргуни является применение геохимических исследований в комплексе геологических методов при ревизии всех геологических структур второго типа и, в первую очередь, полей вулканитов в районах действующих и строящихся горных предприятий.

Применение комплекса геохимических методов на всех стадиях поисково-разведочных работ на территории опущенных блоков позволит значительно повысить их эффективность, а главное, в короткие сроки оценить эти площади и выделить первоочередные участки для дальнейшего изучения.

Ю. Н. БРИЛЕВ, Т. А. ГАВРИЛОВ

## ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РАЙОНА И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ИХ ПРИ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ

Дальнегорский рудный район входит в Прибрежную зону Сихотэ-Алинской минерагенической области. Для района характерно двухъярусное геологическое строение. В строении нижнего структурного яруса, наряду с терригенными породами триас-юрского возраста, принимают участие рифогенные известняки триаса и кремнистые породы юры. Верхний структурный ярус сложен вулканитами верхнего мела.

Определяющее значение в металлогении района играют вулканотектонические структуры, основной объем которых сложен дальнегорским вулканоплутоническим комплексом сенон-датского возраста с характерным антидромным магматизмом и металлогенической специализацией на свинец и цинк (Король, 1970, 1975).

Основные запасы свинцово-цинковых руд сосредоточены в месторождениях скарново-полиметаллической формации.

В ходе проведенных в прошедшие годы геологоразведочных работ выработан рациональный комплекс оценочных методов, включающий использование информации структурно-литологических, геофизических и

геохимических работ. В этом комплексе геохимические работы занимают одно из первых мест, как несущие значительную информацию о формационной принадлежности минерализации, степени эродированности и масштабах оруденения.

Первым этапом геохимических поисков на территории района было проведение в 50-х годах металлотрической съемки (в комплексе с геофизическими методами) и изучение донных и водных потоков рассеяния. Этими работами в настоящее время в масштабе 1:50 000 покрыта практически вся площадь рудного района (около 2000 км<sup>2</sup>). В центральной его части, включающей рудные поля отработываемых месторождений, металлотрическая съемка и гидрогеохимические поиски проведены в масштабе 1:5000—1:10 000.

В результате выполнения литохимической съемки по вторичным ореолам и гидрогеохимических поисков выявлено большое количество аномалий, заверка которых способствовала открытию ряда жильных месторождений полиметаллической формации (Лидовское, Ново-Монастырское и др.).

Рудные тела сопровождаются вторичными ореолами рассеяния свинца, цинка, серебра, мышьяка, висмута, олова, в ряде случаев вольфрама и молибдена. Наибольшей контрастностью и продуктивностью обладают ореолы основных элементов — свинца, цинка, серебра. Для жильных месторождений вторичные ореолы этих элементов, как правило, указывают на местонахождение конкретных рудных тел, но для скарноворудных полей они недостаточны для локального прогнозирования. В ряде случаев (месторождения Садовое, Николаевское) установлено, что непосредственно над рудными залежами скарново-полиметаллической формации вторичные ореолы ведущих элементов отсутствуют или слабо развиты, в то время как на флангах рудных полей, где развиваются зоны рассеянной минерализации, контрастность металлотрических аномалий велика. Необходимо отметить, что максимальные значения вне контуров рудных залежей характерны и для некоторых геофизических полей (магнитных, электрических).

В связи с отмеченной особенностью геохимических и геофизических полей на скарновых месторождениях, одной из первоочередных является проблема разбраковки контрастных аномалий путем комплексной интерпретации структурно-геологических и геохимических данных по всей площади рудного поля.

Широкому применению литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния препятствует развитие на значительной части площади района крупноглыбовых осыпей. Применимость металлотрических съемок ограничивается также наличием большого количества техногенных аномалий, возникших в результате проведения значительного объема геологоразведочных работ и многолетней деятельности горнорудных предприятий.

Опыт использования материалов литохимических поисков по вторичным ореолам рассеяния, накопленным в настоящее время, показывает, что они применимы для решения ограниченного круга задач: 1) выделения площадей рудной минерализации; 2) поисков вскрытых эрозией жильных тел полиметаллической формации.

Степень геологической изученности района не дает основания ожидать выявления в его пределах значительных по размерам месторождений, выходящих на дневную поверхность, поэтому существенное пополнение сырьевой базы действующих горнорудных предприятий ожидается за счет открытия скрытых месторождений типа Николаевского и Садового, залегающих на глубинах до 1 км. В связи с этим, для целей глубинного прогнозирования и геологического картирования, ведущая роль отводится изучению в коренных породах аномалий химических элементов-индикаторов скарново-полиметаллического оруденения. Наиболее ин-

тенсивно в этом направлении в последнее десятилетие проводятся работы партиями Приморского территориального ГУ, геологическими службами рудников Министерства цветной металлургии, а также специализированными организациями Министерства геологии СССР — Центральным геофизическим трестом, ЦНИГРИ и др. Главные усилия в эти годы были направлены на изучение уже известных рудных полей с целью выработки геохимических критериев и оценки с их помощью флангов и глубоких горизонтов месторождений. В качестве таких эталонов использовались месторождения Николаевское, Садовое, Западно-Партизанское. Проведенными работами выявлен обширный комплекс ореолообразующих элементов, наиболее распространенными из которых являются свинец, цинк, серебро, медь, марганец, олово, молибден, мышьяк, висмут.

Установленные на месторождениях ряды вертикальной зональности ореолообразующих элементов сходны с эмпирическим рядом, выведенным Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном:

- 1) Николаевское месторождение: мышьяк — серебро — свинец — цинк — олово — медь — никель — кобальт;
- 2) Садовое месторождение: серебро — цинк — олово — свинец — хром — медь — марганец — молибден — никель — кобальт;
- 3) Партизанская группа месторождений: серебро — медь — молибден — бор — марганец — сурьма — свинец — цинк — олово — никель — кобальт — мышьяк.

Рассмотрение приведенных рядов зональности указывает на определенные различия в геохимическом облике месторождений скарново-полиметаллической формации, находящихся в пределах одного рудного района, но в различной геолого-структурной обстановке — приуроченность к различным вулкано-тектоническим структурам и рудовмещающим комплексам пород. Несмотря на это, для всех изученных месторождений в круг элементов надрудного комплекса входят свинец, цинк, сурьма и серебро.

Протяженность первичных ореолов по вертикали варьирует в широких пределах и находится в зависимости от степени тектонической нарушенности надрудного комплекса пород, наличия экранирующих пологозалегающих слоев туффилов и аргиллитов. Для Садового месторождения вертикальная протяженность ореолов элементов-индикаторов устанавливается в 80—100 м, для Николаевского месторождения ореолы элементов надрудного комплекса прослеживаются до дневной поверхности на расстояние до 700 метров от рудной залежи.

Для месторождений-эталонов с использованием рядов вертикальной зональности выведены геохимические показатели для определения уровня аномалий относительно рудных залежей (табл. 1—3).

Приведенные геохимические показатели направленно изменяют свою величину в конкретных разрезах, но на разных месторождениях, а также в пределах одного рудного поля часто наблюдаются их одинаковые значения для различных уровней аномалии, что естественно снижает достоверность прогнозной оценки. Причину этому мы видим в чрезвычайно сложном облике геологического пространства на месторождениях скарновой формации, обусловленном приуроченностью их к сложным вулкано-плутоническим комплексам, сопровождаемым многофазными дайковыми и интрузивными сериями. Это несомненно приводило к неоднородности физико-химических условий формирования скарнового оруднения. Вследствие этого, реальным путем повышения достоверности геохимических прогнозов является изучение в больших объемах пород комплексов элементов, включающих не только халькофильную группу, но и главным образом элементы, формирующие колонну метасоматитов в период скарнирования и рудоотложения. Положительный опыт в этом направлении накоплен в работах А. Ф. Миронюка (1971) и В. И. Сафронова (1976). Ими устанавливается привнос в надрудное пространство

Таблица 1

Значения геохимических показателей для различных уровней аномалий Партизанской группы месторождений (Сафронов, 1977)

Геохимический показатель	Опробованные уровни, м			
	+435	+364	+280	+215
$\frac{Ag \times Cu}{As \times Sn}$	17	0,3	0,18	0,012
$\frac{Ag \times Mn}{As \times Sn}$	200	4	0,8	0,5
$\frac{Cu^2}{Pb \times Zn}$	0,007	0,001	0,0003	0,0002
$\frac{Cu^2}{Sn \times Co}$	3331	161	16	10
$\frac{Cu^2}{Sn \times Ni}$	1980	66	11	9
$\frac{Cu^2}{Zn \times Sn}$	7	0,3	0,1	0,05
$\frac{Ag \times Cu}{Pb \times Zn}$	0,001	0,00005	0,00001	0,00008

калия и вынос натрия, причем отношение калия к натрию над рудной залежью достигает 70 ед. при фоновых значениях 1,1. Надрудные кислые вулканиды характеризуются также аномальными содержаниями алюминия и железа. На Садовом месторождении в надрудных пропилитах установлено повышенное (в 3—4 раза) содержание суммы элементов группы железа — никеля, кобальта и ванадия. При площадных геохимических исследованиях в структурных зонах, контролирующих скарновые залежи, фиксируются положительные аномалии магния, выделяемые с вероятностью 95%.

Таблица 2

Значения геохимических показателей для различных уровней аномалий Садового месторождения

Геохимический показатель	Уровень аномалий				
	надрудный	верхнерудный	среднерудный-1	среднерудный-2	нижнерудный
$\frac{Ag}{As}$	0,05	0,05—0,1	0,1—0,5	0,1—0,5	0,5—1,0
$\frac{Ag}{Ba}$	До 1,0	<i>n</i>	<i>n</i>	<i>n</i>	>10
$\frac{Ag^2}{Cd \times Ni}$	0,0 <i>n</i>	0, <i>n</i>	<i>n</i>	<i>n</i>	<i>n</i>
$\frac{Ag \times Mn}{As \times Ba}$	До 35	35—100	150—500	150—500	>500
$\frac{Zn \times Bi}{As^2}$	0, <i>n</i>	<i>n</i>	10—100	10—100	>100

Значение геохимических показателей различных уровней аномалий Николаевского месторождения (Сафронов, 1977)

Геохимический показатель	Значения геохимических показателей						
	Удаленность от рудного тела вверх по восстановлению						
	0—100	100—200	200—300	300—400	400—500	500—600	600—800
$\frac{M_{As}}{M_{Ni}}$	5	10	22	92	————— $\rightarrow \infty$		
$\frac{M_{As}}{M_V}$	4	4,6	5,6	10,5		$\geq 20$	
$\frac{(M_{Ag})^2 \times 10^5}{M_{Pb} \times M_{Cu}}$	4	8	16	30	50	60	136
$\frac{M_{As} \times M_{Ag}}{M_{Cu} \times M_{Ni}}$	0,05	0,60	1,8	2,0	————— $\rightarrow \infty$		
$\frac{M_{Ag}}{M_{Ni}}$	0,04	0,09	0,36	1,75	————— $\rightarrow \infty$		
$\frac{M_{Zn}}{M_{Ni}}$	10	20	170	625	————— $\rightarrow \infty$		
$\frac{M_{Pb}}{M_{Ni}}$	9	18	165	627	————— $\rightarrow \infty$		
$\frac{M_{As} \times M_{Ag}}{(M_{Ni})^2}$	0,16	0,20	8,0	160	————— $\rightarrow \infty$		
$\frac{M_{As}}{M_{Cn}}$	0,04	1,5	5,5		8—13		
$\frac{(M_{Ag})^2}{M_{Cn} \times M_{Ni}}$	0,0006	0,005	0,291	0,395	0,70	9,6	$\rightarrow \infty$

Полученные в последнее время данные свидетельствуют о приуроченности промышленных скарновых тел к периферии мощных зон, в пределах которых преобладающее значение имеет вынос (отрицательные аномалии) свинца, цинка, меди, а также отсутствуют значимые корреляционные связи между этими элементами. Над скарновыми залежами зоны привноса и выноса главных ореолообразующих элементов развиты в одинаковой степени, и устанавливается характерная также для этих частей тесная корреляционная связь (коэффициент корреляции 0,8—0,9) между свинцом, цинком, в ряде случаев медью.

И. Ф. БРОВЧУК, А. П. ИНГОВАТОВ, В. А. БОРОДИН, И. М. СЪЕДИН

### РЕЗУЛЬТАТЫ ОПЫТНЫХ ГАЗОРТУТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ В ПРИМОРЬЕ

Роль газовой формы переноса химических элементов при образовании месторождений полезных ископаемых общеизвестна. Для практики поисковых работ особенно важное значение имеет формирование газовых

ореолов, в частности ртути, происходящее в процессе разрушения месторождений различных полезных ископаемых, что позволяет использовать газовые ореолы в качестве поисковых признаков погребенных и скрытых рудных месторождений.

Для повышения эффективности геохимических поисков Геохимическая экспедиция ЦГТ в течение 1975—1977 гг. проводила опытные газортутные исследования на олово-полиметаллических и полиметаллических месторождениях Приморья: Садовом, Николаевском, Южном, Встречном, Западно-Партизанском.

Газортутные исследования проводились в площадном и профильном вариантах путем измерения свободных паров ртути в почвенном воздухе с помощью пешеходных газоанализаторов ИМГРЭ-4 и «Меркурий-1», созданных в ИМГРЭ и Геохимической экспедиции ЦГТ. Для обнаружения аномалий проходились шпуров глубиной 0,8—1,0 м, шаг наблюдений составлял 10 м, со сгущением до 1—2 м в пределах зон с повышенной концентрацией паров ртути. Измерения свободных паров ртути в почвенном воздухе проводились с чувствительностью  $0,8 \cdot 10^{-8}$  мг/л и достаточной для практических исследований точностью. Затраты времени на каждой точке составили 15—20 минут. Одновременно по линиям профилей, с шагом 20 м, опробовались коренные породы, рыхлый материал и щебенистая фракция элювиально-делювиальных образований для изучения геохимических ореолов основных рудообразующих элементов и ртути в твердой фазе.

Объектами для изучения были выбраны месторождения, рудные тела которых либо вскрыты современным денудационным срезом и перекрыты чехлом современных осадков, мощностью 2—5 м, либо находятся под осадочно-вулканогенными породами на глубинах 150—700 м.

Общими особенностями изученных рудных месторождений является приуроченность их к разрывным структурам и зонам повышенной трещиноватости в осадочных и вулканогенных породах (Южное, Встречное), или к выступам пород фундамента на контакте карбонатных и алюмосиликатных пород, испытавших воздействие гидротермальных и скарнообразующих растворов (Садовое, Николаевское, Западно-Партизанское).

Газортутные исследования на Южном свинцово-цинковом месторождении проведены по двум профилям, ориентированным вкрест простирания сближенной системы рудных жил и их апофиз в тектонически ослабленной зоне песчаников и алевролитов, падающей под углом 60—80°. Главное рудное тело — жила № 4, представляет собой жилу выполнения, сложенную галенитом, сфалеритом, пирротином, пиритом, арсенопиритом, кварцем и кальцитом. Рудные тела перекрыты элювиально-делювиальными образованиями мощностью до 3—5 м.

Аномальные содержания ртути в почвенном воздухе (до  $0,42 \cdot 10^{-6}$  мг/л), в 10—20 раз превышающие фоновые ( $0,02 \cdot 10^{-6}$  мг/л), наблюдаются над системой сближенных рудных жил (рис. 1). Здесь же зафиксированы повышенные концентрации ртути в каменной фракции делювия и четкие вторичные ореолы серебра, свинца и цинка. Газовый ореол ртути является локальным и его максимум довольно точно соответствует местам выхода рудных жил под элювией — делювией, независимо от характера форм рельефа. Между пикетами 7—10 над непромышленными жилами отмечается менее четкий пик газовой аномалии, превышающий фон в 3 раза. Над дайками диоритовых порфиритов (по второму профилю) газовых аномалий ртути не зафиксировано.

Рудные тела Встречного олово-полиметаллического гидротермального месторождения, образующие открытые ореолы рассеяния и перекрытые чехлом современных элювиально-делювиальных отложений, мощностью до 5 м, также фиксируются четкими газовыми ореолами ртути (до  $0,27 \cdot 10^{-6}$  мг/л), которые превышают однородный фон паров ртути

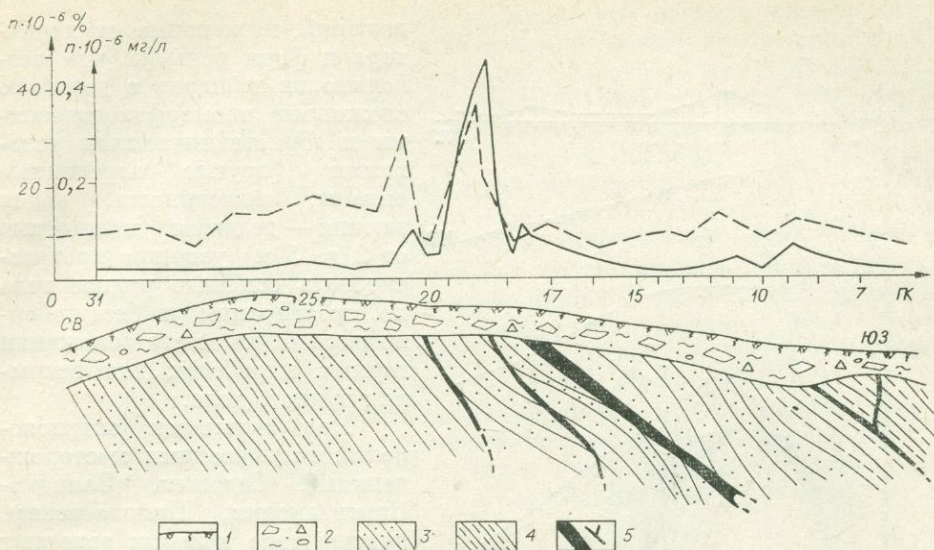


Рис. 1. Результаты газортутной съемки на полиметаллическом месторождении Южное по профилю 1.

1 — почвенный слой, 2 — элювиально-делювиальные образования, 3 — песчаники, 4 — алевролиты, 5 — рудные жилы. График распределения концентраций ртути в коренных породах — штриховая линия, график распределения концентраций паров ртути в почвенном воздухе — сплошная.

( $0,02 \cdot 10^{-6}$  мг/л) в почвенном воздухе в 8 раз. Наиболее интенсивной является газортутная аномалия над жилой Голубка, основным рудным телом (рис. 2).

В отличие от первичных ореолов и остаточных вторичных ореолов рассеяния ртути и других элементов (свинца, цинка, олова, серебра и др.) газовые ореолы ртути являются более локальными и их максимумы довольно точно соответствуют местам выхода рудных тел под элювий —

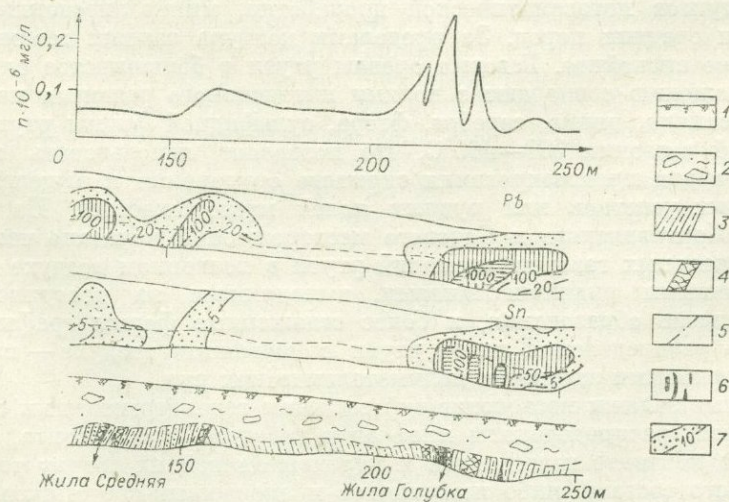


Рис. 2. Результаты газортутной и литохимической съемок на олово-полиметаллическом месторождении Встречном.

1 — почвенный слой, 2 — элювиально-делювиальные образования, 3 — алевролиты и песчаники, 4 — зоны дробления, 5 — тектонические нарушения, 6 — рудные жилы, 7 — геохимические ореолы свинца и олова ( $n \cdot 10^{-3} \%$ ). Вверху — график распределения паров ртути в почвенном воздухе.

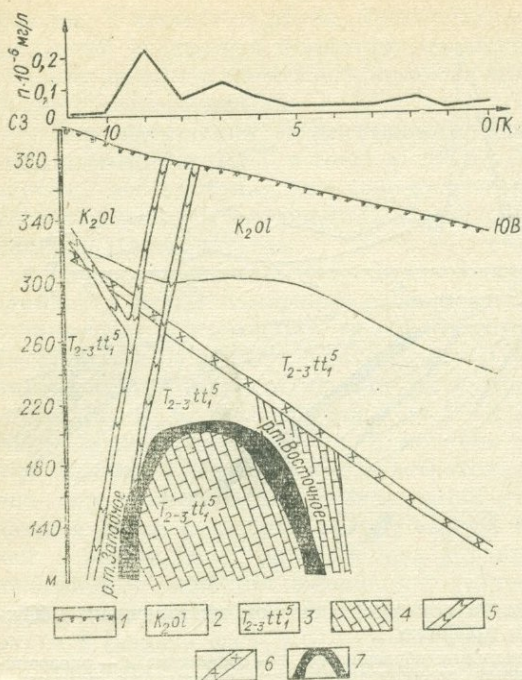


Рис. 3. Результаты газортутной съемки на Садовом скарново-полиметаллическом месторождении.

1 — почвенный горизонт, 2 — кислые туфы ольгинской свиты, 3 — алевролиты тетюхинской свиты, 4 — известняки, 5 — диабазовые порфириды, 6 — дайки кислых пород, 7 — скарново-сульфидные руды. Вверху — график концентрации паров ртути в почвенном воздухе.

ского месторождения на площади 6 км<sup>2</sup>, видно, что газортутными аномалиями фиксируются также зоны нарушений, контролирующие развитие продуктов метасоматической проработки, минерализованные дайки кислых и средних пород. За пределами контура залежи геохимическое поле более спокойное. Газовые ореолы ртути в большинстве случаев по местоположению совпадают с полями интенсивного развития надрудных ореолов свинца, цинка, серебра, фтора, сульфидной формы ртути с температурой возгонки 300—400°C, что позволяет использовать комплекс признаков для прогнозирования скрытого оруденения и выделения перспективных участков или рудных полей месторождений. На примере Западно-Партизанского и Садового месторождений показано четкое развитие локальных газовых аномалий ртути в почвенном воздухе над гидротермальными рудными жилами, выходящими на поверхность под делювиальные образования, и более сглаженные формы графиков аномального распределения паров ртути в почвенном воздухе — над скрытыми скарновыми залежами полиметаллических руд.

Рудные залежи месторождений сложены геденбергитовыми скарнами с гнездовым распределением минералов галенита и сфалерита, располагаются на контакте известняков и перекрывающей их сверху толщи туфов кислого состава, либо известняков и алевролитопесчаников. В толще эффузивов развито несколько систем тектонических нарушений, в которых локализованы маломощные жилы с минерализацией галенита, сфалерита и пирита и дайки кислых и основных пород. Эффузивы окварцованы, серицитизированы и хлоритизированы.

Результаты опытных газортутных работ свидетельствуют о больших поисковых возможностях газортутного метода в условиях Приморья и

делювий, независимо от характера и форм рельефа, что позволило на площади с довольно сложными геоморфологическими и горнотехническими условиями (крутые изрезанные склоны, залесенность, чехол элювия — делювия мощностью от 2 до 5 м) успешно протрассировать основное рудное тело по простиранию и безошибочно определить места заложения горных выработок для вскрытия рудного тела.

Над скрытыми скарново-полиметаллическими месторождениями Садовым, Западно-Партизанским, Николаевским, рудные тела которых залегают на глубинах от 150 до 700 м, с поверхности над эпицентрами залежей зафиксированы газортутные аномалии, превышающие устойчивый фон паров ртути в почвенном воздухе в 3—8 раз (рис. 3). Мощность чехла рыхлых отложений составляет 1,5—2,5 м.

По результатам площадной газортутной съемки, выполненной на рудном поле Николаевского скарново-полиметаллического

требуют внедрения его в практику геохимических поисков рудных месторождений. Газортутный метод исследований может оперативно применяться при поисках гидротермальных олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений, рудные тела которых выходят на современный денудационный срез и перекрыты чехлом элювиально-делювиальных образований мощностью до 5 м; наиболее интенсивными аномалиями ртути фиксируются зоны рудоконтролирующих структур глубокого заложения и метасоматической проработки пород, а сочетание газортутных ореолов с первичными и вторичными ореолами рассеяния других химических элементов позволяет прогнозировать скрытое на глубине оруденение. Для интерпретации природы газортутных аномалий важным фактором может явиться изучение температурных форм нахождения ртути, особенно сульфидной, в околорудном пространстве, в близповерхностной зоне коренных пород и рыхлых образованиях.

Газортутный метод исследований можно рекомендовать при поисках рудных полей и участков, перспективных на погребенное и скрытое скарново-полиметаллическое оруденение, в сочетании с данными геохимических и геофизических методов исследований.

Н. А. ОХАНКИН, А. Е. МИРОШНИКОВ

**ОСОБЕННОСТИ ЛИТО- И ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ  
РАССЕЯНИЯ  
В УСЛОВИЯХ СУЩЕСТВОВАНИЯ ЗРЕЛЫХ  
И РАЗВИВАЮЩИХСЯ ЗОН ОКИСЛЕНИЯ  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА  
И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ**

Высокая результативность лито- и гидрогеохимических методов поисков в настоящее время не вызывает сомнения и неоднократно отмечалась многими исследователями, в том числе и участниками состоявшейся в 1977 г. в Красноярске V сессии Сибирской секции СГПМ Л. В. Таусоном, А. П. Солововым, В. В. Поликарпочкиным, А. И. Перельманом и другими. Достаточно сказать, что только в пределах Енисейского кряжа этими методами выявлено большое количество вторичных солевых ореолов рассеяния свинца и цинка, проверка которых горными и буровыми работами привела к открытию Тенегинского, Верхне-Каменского, Линейного и других месторождений, а также более 50 рудопроявлений (Осеннее-II, Каменское, Верхнепихтовое и др.). Однако из-за отсутствия надежных критериев оценки большого количества уже выявленных лито- и гидрогеохимических аномалий, имеющиеся потенциальные возможности открытия новых полиметаллических месторождений во многих случаях не реализуются.

Успешное решение этой сложной задачи возможно лишь при всестороннем геолого-тектоническом анализе истории развития района поисков и выявлении причин образования аномалий. Разработка критериев оценки вторичных лито- и гидрогеохимических ореолов рассеяния должна строиться на генетической основе (Перельман, 1977) с учетом всех особенностей процессов окисления и восстановления, а также дифференцированной подвижности элементов в различных средах зон гипергенеза.

Характер зависимостей основных параметров (контрастность, площади развития и т. д.) вторичных лито- и гидрогеохимических ореолов рассеяния от условий протекания гипергенных процессов изучался нами

в Енисейском кряже, пережившем несколько эпох корообразования. Исследования велись на рудных объектах разных формаций: галенит-сфалеритовой метасоматической в карбонатных породах (месторождения Горевское, Тенегинское, Верхнекаменское, Крутое, Верхнедолгое, рудопроявления Климовское, Сухо-Питское и др.) и колчеданно-полиметаллической в силикатных породах (месторождение Линейное, рудопроявления Лимонитовое, Верхнепитовое, Осеннее-II и др.).

Проведенными работами установлено, что в Енисейском кряже имеются древние зрелые и современные слабо развитые зоны окисления сульфидных руд, сопровождающиеся различными лито- и гидрогеохимическими аномалиями (Охапкин, 1976). Древние зрелые зоны окисления полиметаллических месторождений развиты более широко, чем современные и фиксируются в верхней части многих рудных тел. Возраст этих зон скорее всего олигоцен-миоценовый, так как именно на это время приходится эпоха последнего мощного корообразования в Енисейском кряже (Мирошников, Крыленко, 1976). Древние зоны окисления характеризуются значительной проработанностью, что устанавливается по отсутствию в них сульфидов и выносу всей или почти всей серы. Рудные элементы (свинец, цинк, медь и др.) выщелочены или входят в труднорастворимые соединения (церуссит, англезит, пироморфит — миметизит, виллемит, каламин и др.). Границы между полностью окисленными и сульфидными рудами резкие и во многих местах находятся ниже современного уровня грунтовых вод на несколько десятков метров (месторождения Тенегинское, Верхнекаменское, Линейное и др.). Зрелые зоны окисления по колчеданным залежкам имеют обычно трехчленное строение: верхняя часть (до 130 м) представлена бурыми, обычно каменистыми железняками, средняя (до 40 м) — кварц-пиритовыми сыпучками и нижняя — слабо окисленными сульфидными рудами. При окислении прожилково-вкрапленных и вкрапленных руд подобной зональности не наблюдается. В этом случае зоны окисления или однородны, или характеризуются слабо выраженным неравномерным распределением гипергенных минералов.

Современные зоны окисления развиваются лишь там, где сульфидные руды в результате новейших тектонических движений приподняты над современным уровнем грунтовых вод, а зрелые зоны, ранее существовавшие над ними, уничтожены эрозией. Сульфиды в современных зонах окислены лишь частично, в рудах и водах много серы (месторождения Горевское, Усть-Ангарское, западные фланги Линейного, Лимонитового и др.).

Выделенные типы зон окисления сопровождаются различными лито- и гидрогеохимическими аномалиями. Неоднородны также аномалии над зонами окисления одного и того же типа, что связано с формированием их в разных геологических средах, по-разному влияющих на химизм водных растворов зон окисления, а следовательно, и на миграцию рудных элементов при процессах гипергенеза. Кроме того, устанавливается зависимость параметров вторичных ореолов рассеяния от уровня эродированности как современных, так и особенно зрелых зон окисления.

Определяющее влияние на характер вторичных литохимических аномалий, сопровождающих зрелые зоны окисления, оказывает вмещающая среда; последняя обычно классифицируется на активную (известняки, в меньшей мере доломиты), полуактивную (различные сланцы, изверженные породы) и неактивную (кварциты, яшмы).

Бурые железняки зрелых зон окисления в известняках, где при гипергенезе обычно накапливается свинец и цинк, как правило, сопровождаются широкими и богатыми (до 1% и более) ореолами солевого рассеяния (месторождения Тенегинское, Верхнекаменское и др.).

Из верхних частей древних зон окисления, залегающих в доломитах, свинец и цинк выносятся, поэтому здесь контрастность вторичных орео-

лов рассеяния зависит от уровня эрозионного среза, как это установлено на месторождении Крутом. При малом срезе литохимические аномалии на поверхности практически не проявляются (район скв. 18 указанного месторождения); при среднем — фиксируются богатые ореолы свинца (до 1% и выше) и слабые (около 0,1%) цинка; при значительном — контрастные поля обоих элементов, почти подобные ореолам в известняках. При большом эрозионном срезе площади вторичных литогеохимических аномалий заметно сокращаются.

Намного слабее вторичные ореолы рассеяния проявлены над бурыми железняками, залегающими в полуактивных породах (углеродистых, глинистых и других сланцах). Содержание свинца в литохимических аномалиях в этих условиях не превышает 0,1—0,3% даже в их эпицентрах. Наибольшие содержания этого элемента отмечаются в тех местах, где верхние, наиболее обедненные части зрелых зон окисления уничтожены эрозией, а обнажаются нижние, сохранившие свинец почти полностью. Цинк содержится в сотых и очень редко в десятых долях процента (месторождения Линейное, рудопроявления Верхнепихтовое, Правобережное и др.).

Самыми слабыми литохимическими аномалиями фиксируются зрелые зоны окисления в кварцитах и окварцованных сланцах, т. е. в неактивных средах. Содержания свинца и цинка во вторичных ореолах рассеяния не превышают обычно сотых долей процента.

Приведенные выше материалы показывают, что все зрелые зоны окисления сопровождаются вторичными солевыми ореолами рассеяния рудных элементов различной контрастности. Наиболее интенсивны литохимические аномалии в известняках, наименее — в кварцитах и окварцованных породах. Коэффициент контрастности достигает 100 у наиболее богатых аномалий и нескольких единиц — у слабо выраженных.

Литохимические аномалии над современными развивающимися зонами окисления полиметаллических руд ненамного отличаются друг от друга, несмотря на формирование их в разных геологических условиях. Так, на Горевском месторождении, залегающем в известняках, содержание свинца и цинка в металлометрических пробах достигает лишь первых десятых процентов. Почти такие же, даже несколько контрастнее, литохимические аномалии развиты на Лимонитовом рудопроявлении, расположенном в углеродистых кварц-серицитовых сланцах. Таким образом, разная активность вмещающих сред в условиях развивающихся зон окисления не смогла оказать существенного влияния на контрастность литохимических аномалий в связи со слабым проявлением современных процессов гипергенеза.

При сравнении вторичных ореолов рассеяния рудных объектов, находящихся в одинаковых породах, но имеющих разнотипные зоны окисления, устанавливается разная зависимость. В активных средах литохимические аномалии свинца и цинка, сопровождающие зрелые зоны, по порядку контрастнее таковых над современными зонами гипергенеза. Хорошим примером тому являются месторождения Тенегинское со зрелой зоной окисления и Горевское с современной развивающейся зоной. На первом из них содержания свинца и цинка в аномалиях часто достигают 1% и более (рис. 1), тогда как на втором не превышают первых десятых процента (рис. 2), несмотря на то, что Горевское месторождение значительно крупнее Тенегинского. В полуактивных породах, напротив, наиболее контрастными являются литохимические аномалии над современными развивающимися в настоящее время зонами окисления. В частности, на рудопроявлении Лимонитовом, на западном фланге которого развита современная зона окисления, вторичный солевой ореол рассеяния свинца и цинка в два раза контрастнее, чем на месторождении Линейном (рис. 3), залегающем в тех же углеродистых сланцах, но имеющем зону окисления преимущественно зрелого типа. На указан-

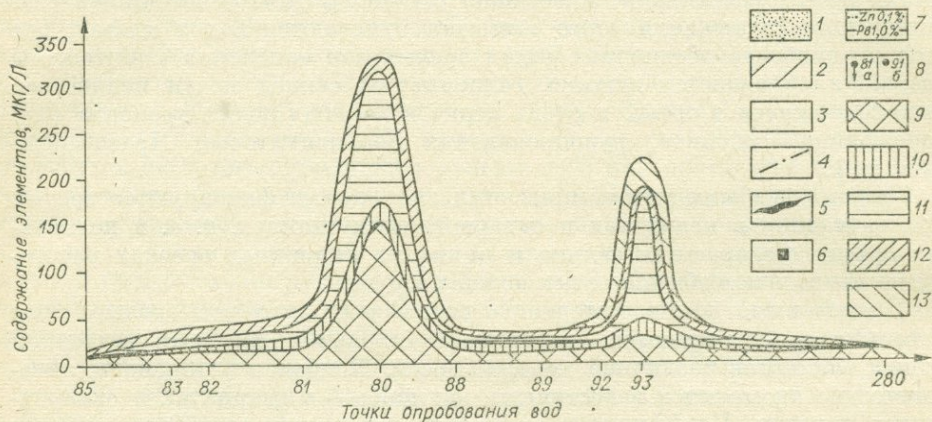
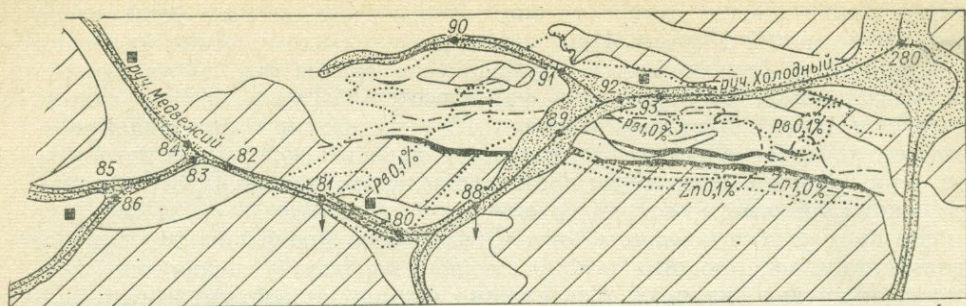


Рис. 1. Лито- и гидрогеохимические аномалии Тенегинского рудного поля (по В. И. Казарову, Н. Г. Шубенину и др. с дополнениями авторов).

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2, 3 — верхнепротерозойские отложения (сверху вниз): 2 — кварц-серицитовые и хлоритовидные сланцы, местами гидротермально измененные (осветленные, доломитизированные, анкеритизированные); 4 — разрывные нарушения; 5 — зрелые древние зоны окисления сульфидных свинцово-цинковых рудных тел; 6 — проявления сульфидной минерализации на дневной поверхности; 7 — изолинии концентраций свинца и цинка во вторичных литохимических ореолах; 8 — точки отбора проб воды: а — родники, б — поверхностные водотоки; 9—13 — элементы на гидрогеохимическом профиле: 9 — медь, 10 — свинец, 11 — цинк, 12 — серебро, 13 — никель.

ном месторождении современные процессы гипергенеза развиты очень слабо, поскольку сульфидные руды здесь (западный фланг) приподняты над уровнем грунтовых вод лишь на первые метры, тогда как на рудопроявлении Лимонитовом — на десятки метров.

Таким образом, сходные в качественном и количественном отношении рудные объекты, в зависимости от типа зоны окисления, степени ее эродированности и состава вмещающих пород, могут сопровождаться различными по контрастности и площади развития вторичными литохимическими ореолами рассеяния, что имеет важное значение при оценке выявленных литохимических аномалий.

Водные ореолы рассеяния находятся в не менее сложных зависимостях от типа зон гипергенеза, степени их проработанности и характера вмещающей среды.

Если солевой состав грунтовых вод формируется в районах древних зрелых зон окисления, то эти воды, как явствует из данных гидрогеохимического опробования Н. Г. Шубенина (1968) и В. Н. Протопопова (1975), практически не содержат сульфат-иона (сера из руд и вмещающих пород вынесена предшествующими процессами гипергенеза), а рудные компоненты присутствуют в небольших количествах (коэффициент аномальности обычно не превышает 10—30). Слабо контрастные водные потоки рассеяния легко подвижных элементов (цинк, медь, серебро) в пределах сланцевых толщ фиксируются на значительной площади, тогда как свинца, бария и других трудно подвижных элементов узко локали-

зованы. В числе аномальных отмечаются молибден, хром, ванадий и другие элементы. В качестве примера подобных соотношений особенностей гидрогеохимических аномалий со зрелыми зонами окисления может служить Линейное месторождение.

В отличие от древних, воды современных зон окисления характеризуются повышенными концентрациями сульфат-иона (до 60%-экв в районе рудопроявления Медвежьего), а в полуактивных и неактивных средах и рудных компонентов. Коэффициенты аномальности меди, цинка, серебра и других ведущих и сопутствующих компонентов руд достигают 100 и более, а  $pH$  воды понижается до 4,0. Например, в районе Тенегинского рудного поля наиболее аномальные по рудным компонентам воды отмечаются на участках выходов сульфидной минерализации на поверхность, тогда как основные рудные тела со зрелой зоной окисления гидрогеохимическим опробованием почти не улавливаются (см. рис. 1).

Факторный анализ химического состава подземных вод в Рассохинском рудном узле (месторождение Линейное и рудопроявление Лимонитовое) и в районе Горевского месторождения, проведенный В. Н. Протопоповым (1965, 1977), показал разные значения рудного фактора, в который объединены свинец, цинк и другие элементы (см. рис. 2, 3). Очень высокие положительные значения этого фактора установлены на Лимонитовом рудопроявлении, высокие положительные — на Линейном месторождении и высокие отрицательные — на Горевском. Различия в насыщенности вод рудными элементами на первых двух рудных объектах, залегающих в одних и тех же углеродистых кварц-серицитовых сланцах, обусловлены меньшей интенсивностью развития современной зоны окисления на Линейном месторождении; высокое отрицательное значение рудного фактора на Горевском месторождении предопределено формированием солевого состава подземных вод современной зоны окисления среди известняков, т. е. в активной среде, где свинец и цинк мало подвижны и поэтому содержатся в водах в меньших количествах; относительно понижена здесь подвижность и сульфат-иона.

Из анализа изложенного материала следует, что при оценке гидрохимических аномалий в условиях Енисейского кряжа следует учитывать не только степень аномальности вод по ведущим компонентам руд, но и количество сульфат-иона, как показателя интенсивности современных процессов окисления, а также степень активности вмещающей среды, определяющей миграционную способность элементов. Бессульфатные сла-

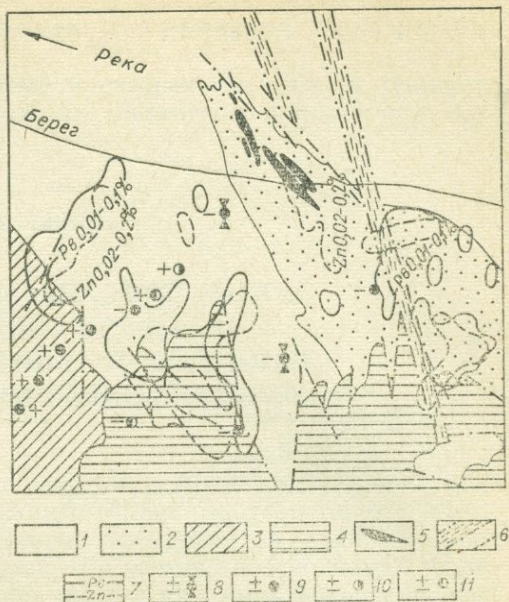


Рис. 2. Лито- и гидрогеохимические аномалии Горевского рудного поля (по С. Я. Иванову, В. Н. Протопопову и др. с дополнениями авторов).

1—3 — верхнепротерозойские отложения (сверху вниз): 1 — известняки с тонкими прослойками кварц-серицитовых сланцев, 2 — известняки, местами гидротермально измененные (доломитизированные, анкеритизированные, сидеритизированные, окварцованные), 3 — кварц-серицитовые сланцы с прослойками песчаников; 4 — терригенные породы девона; 5 — слабо окисленные сульфидные рудные тела на поверхности и под водой реки; 6 — разрывные нарушения; 7 — изолинии концентраций свинца и цинка во вторичных литохимических ореолах; 8—11 — значения рудного фактора в точках гидрогеохимического опробования: 8 — очень высокие ( $\pm 2,0$ ), 9 — высокие ( $\pm 0,69$ ), 10 — средние ( $\pm 0,69 - \pm 0,57$ ), 11 — низкие ( $\pm 0,50 - \pm 0,25$ ).



проводить сообразуясь с особенностями гипсометрии и типа рельефа морфоструктур.

Наилучшие результаты при оценке и разбраковке лито- и гидрогеохимических аномалий возможны при их совместном комплексном изучении.

Н. Г. ШУБЕНИН

## РАЙОНИРОВАНИЕ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА НА РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ПО ГИДРОГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

В геологическом строении западной части Енисейского кряжа принимают участие кристаллические сланцы, карбонатно-терригенные и вулканогенно-осадочные породы протерозоя. Небольшие площади занимают слабометаморфизованные кембрийские отложения, выполняющие синклинальные структуры. Протерозойские породы прорваны основными, кислыми и щелочными породами (Корнев и др., 1974). В тектоническом отношении выделяется ряд крупных антиклинальных и синклинальных структур, осложненных структурами более высоких порядков (Вотах, 1968).

Среди подземных вод преимущественным распространением пользуются трещинные, трещинно-карстовые и трещинно-жильные воды в протерозойских породах, пластовые воды в четвертичных и палеогеновых отложениях и трещинно-пластовые воды в кембрийских породах. По химическому составу преобладают гидрокарбонатные воды с минерализацией от 0,03 до 0,2 г/л (Шубенин, 1972).

В пределах района известен ряд месторождений и рудопроявлений цветных металлов, преимущественно свинцово-цинковых, которые протягиваются полосой северо-западного простирания от Ангары на юге до Подкаменной Тунгуски на севере (Березий, 1975; Бровков, Охупкин, 1976; Лисин, 1975; Пономарев, 1974; Шерман, 1971; Шерман и др., 1972; Шубенин, 1972). По характеру развития зоны окисления выделяются два типа месторождений и рудопроявлений: 1 — с хорошо развитой зоной окисления; 2 — без развития или со слабой зоной окисления. Примером месторождений первого типа является Тенегинское, второго — Горевское (Шубенин, 1971а, б; Бровков, Охупкин, 1976).

На месторождениях и рудопроявлениях первого типа широким развитием пользуются лимониты, мощность которых, вероятно, весьма значительная. Так, на Тенегинском месторождении до глубины 150 м первичные руды не встречены. Следует предположить, что месторождения с хорошо развитой зоной окисления длительное время находились в зоне интенсивного водообмена, тогда как месторождения с плохо развитой зоной окисления — в зоне замедленного и весьма замедленного водообмена.

Опытно-методическими работами на известных месторождениях и рудопроявлениях нами получены контрастные водные потоки рассеяния с аномальным содержанием рудных элементов и, кроме этого, выявлен ряд новых площадей, при проверке которых был вскрыт ряд зон минерализаций (рудопроявление Нижнетяглинское, Тяглинское, Пихтовое).

При обработке и интерпретации гидрогеохимических данных была применена ранее разработанная методика (Шубенин, 1969, 1973). По данной методике выделяется девять основных гидрогеохимических ассоциаций с аномальными содержаниями химических элементов: 1) свинец,

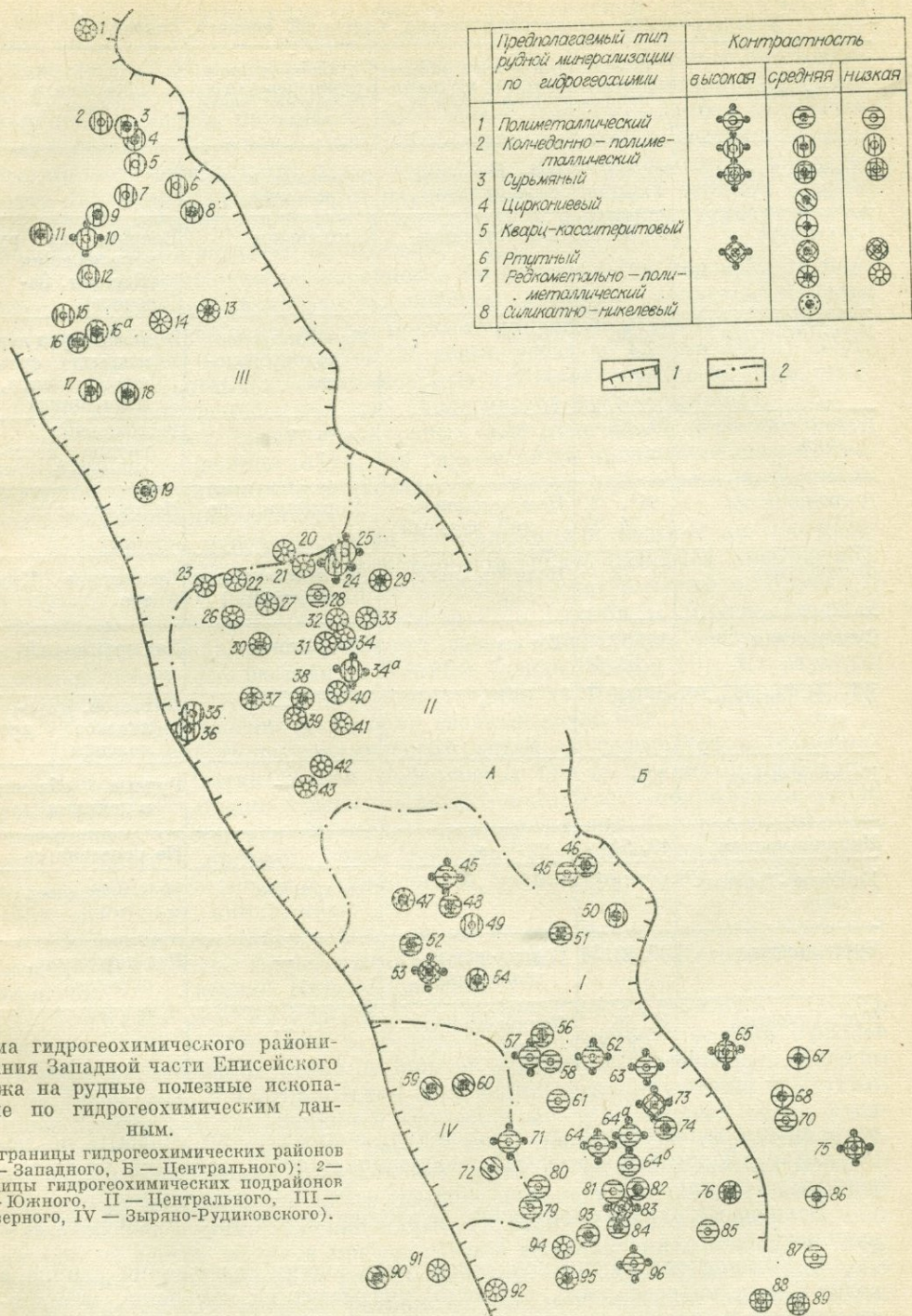
цинк, медь, серебро, иногда кадмий, сурьма, мышьяк; 2) медь, никель, хром, цинк, свинец, иногда серебро, сурьма, мышьяк, молибден, кобальт, германий, барий; 3) молибден, висмут, медь, цинк, иногда серебро, мышьяк; 4) сурьма, цинк, серебро, иногда висмут, молибден; 5) ртуть, серебро, мышьяк, иногда цинк, висмут; 6) мышьяк, сурьма, молибден, иногда свинец, цинк; 7) титан, цирконий, иногда висмут, хром, барий; 8) олово, бериллий, иногда молибден, серебро; 9) никель, хром, иногда серебро, медь, барий.

Порядок расположения элементов в этих ассоциациях в зависимости от коэффициента аномальности самый разнообразный, при этом ассоциации могут быть как полными, так и неполными. Площади водных потоков рассеяния химических элементов первой ассоциации нами связываются с наличием полиметаллической минерализации, причем в зависимости от ведущего элемента в водах состав рудной минерализации, вероятно, различный. Площади с данной ассоциацией элементов расположены преимущественно в южной части района (от Ангары на юге до р. Кии на севере). Вторая ассоциация элементов, распространенная в северной части района, оценивается как показатель наличия колчеданно-полиметаллической минерализации. Очень часто в нее входит сурьма и мышьяк. Третья рассматривается как показатель наличия редкометалльной минерализации (молибденовой, медно-молибденовой, висмутовой или серебряной) и развита преимущественно в водах центральной части района. Четвертая ассоциация является показателем низкотемпературной сурьмяной минерализации, пятая — низкотемпературной ртутной минерализации и, возможно, фиксирует жерла древних вулканов. Шестая ассоциация может быть рассмотрена как показатель редкометалльно-полиметаллической минерализации. Седьмая связана с титан-циркониевыми россыпями типа Туганской. Восьмая ассоциация рассматривается как показатель высокотемпературной кварц-касситеритовой и кварц-вольфрамитовой минерализации. Иногда в эту ассоциацию входит сурьма, что позволяет предполагать сложную наложенную минерализацию. Девятая выявлена в водах, циркулирующих в основных и ультраосновных породах, и может расцениваться, в некоторых случаях, как показатель никелевой минерализации.

По гидрогеохимическому районированию Енисейского кряжа изученная площадь входит в состав Западного гидрогеохимического района (Шубенин, 1971). Установленные однотипные поисковые гидрогеохимические ассоциации довольно четко группируются на отдельных площадях, что позволяет выделить гидрогеохимические подрайоны (западный, центральный и южный), которые в общем согласуются с ранее проведенным гидрогеохимическим районированием (см. рисунок).

**Южный гидрогеохимический подрайон** расположен на юге западной части Енисейского кряжа в бассейнах рек Татарки, Сухого Пита, Каменки, Петрищевой. С юга он ограничивается Кулаковской, с запада Зыряно-Рудиковской депрессиями, с востока Сухопитским хребтом. Северо-западная граница его нерезкая и проводится условно по верхнему течению р. Каменки. В геологическом строении подрайона принимают участие карбонатные и карбонатно-терригенные породы тунгусикской серии, собранные в ряд сравнительно пологих синклинальных и антиклинальных структур, осложненных многочисленными разрывными нарушениями, преимущественно северо-западного направления.

Характерной особенностью этого подрайона является преобладающая распространенность в водах в аномальных количествах элементов полиметаллической ассоциации (свинец, цинк, медь, серебро) и на двух участках ртутной (см. рисунок, водные потоки 73, 83). Аномальные содержания элементов в водных потоках рассеяния, как правило, имеют довольно четкую зональность. Аномальные содержания свинца в основном распространены во внутренней части водного потока, а цинка, серебра



и меди — во внешней. В отдельных водных потоках и пробах аномально распространены мышьяк и сурьма (см. рисунок, водные потоки рассеяния 79, 80).

В пределах подрайона на ряде площадей выявлены контрастные водные потоки рассеяния и отдельные водоупоры с аномальным содержанием химических элементов. Всего выделяется тринадцать таких площадей (рудных узлов), причем на отдельных из них ранее были известны

### Характеристика гидрогеохимических площадей южного подрайона

Площадь	Номера водных потоков на рисунке	Тип рудной минерализации по гидрогеохимическим данным	Наличие рудной минерализации до проведения сробования	Результаты проверки
Горевско-Татарская	82, 83, 84, 96	Полиметаллический, ртутный	Горевское месторождение	
Блохинская	79, 80, 82	Полиметаллический	Блохинское	Вскрыто два рудопроявления (Боровое, Заречное)
Усть-Ангарская	94, 95	Тот же	Усть-Ангарское рудопроявление	Выявлен ряд первичных ореолов свинца, меди, цинка
Долго-Рассохинская	64, 81	»	—	Рассохинская группа месторождений
Погромнинская	64 <sup>a</sup> , 73, 74, 85	Полиметаллический, ртутный	Морянихинское	Не проверялось
Зыряновская	71, 72	Полиметаллический	Ряд литогеохимич. аномалий	Проявление Крутое
Сухопитская	56, 57, 58, 61	Тот же	Сухопитское	Ряд проявлений
Даугле-Каимбинская	62, 63	»	—	Пихтовое, Дауглинское проявления
Церковнинская	55		—	Рудные обломки в делювии
Нижнекаменная	49, 54	»		Не проверялось
Каменско-Тенегинская	44, 48	»	Тенегинское	Не проверялось
Бурмакинская	47, 52, 53	Барито-полиметаллический	—	Ряд литохимич. аномалий
Кантьбинская	45, 46, 50, 51	Полиметаллический	—	

зоны полиметаллической минерализации, в других они вскрыты по результатам гидрогеохимического опробования, третьи остаются не проверенными (см. таблицу).

Основные гидрогеохимические особенности южного подрайона следующие:

1. Установлена общая тенденция уменьшения содержания свинца в водах с юга на север, что, вероятно, указывает на изменение металлогенической зональности от существенно свинцовой на юге до существенно цинковой на севере. Так, например, если на Горевском месторождении преобладают свинцовые руды, то на Тенегинском они становятся существенно цинковыми.

2. Пространственно все выделенные площади локализуются в двух крупных структурных зонах и контролируются складками более высоких порядков. Первая структурная зона — кантьбинский синклинорий, вторая — сухопитский антиклинорий. В пределах первой структурной зоны водные потоки рассеяния преимущественно свинцово-цинково-серебряные

и приурочены к карбонатным породам тунгусикской серии (южная и центральная части). В западной части зоны, в пределах Бурмакинской синклинали, установлена пестрая, меняющаяся на небольших расстояниях, поисковая ассоциация. Здесь наряду с барито-полиметаллической ассоциацией выявлена никелевая, ртутная и в отдельных пробах свинцовая и марганцевая. Во второй зоне, кроме водных потоков рассеяния свинцово-цинково-серебряного типа, выявлены медноцинковые и цинково-медно-никелевые, причем часть из выявленных водных потоков рассеяния пространственно тяготеет к площадям с развитием вулканогенных осадочных пород верхнего протерозоя.

3. Устанавливается разнородность металлоносности вод южного подрайона. Наиболее ярко это выражается севернее приустьевой части р. Сухого Пита, где существенно полиметаллическая ассоциация через золото-серебряную (водный поток 55 ниже устья р. Сухого Пита) переходит в колчеданно-полиметаллическую (нижнее течение р. Каменки), а затем в существенно цинковую (Тенегинское месторождение).

4. В пределах обеих структурных зон отмечается довольно резко повышенное содержание ртути, что указывает на проявление низкотемпературной гидротермальной деятельности, причем она, вероятно, является более поздней и наложившейся.

5. Наиболее перспективными площадями для постановки поисково-разведочных работ на полиметаллические руды являются левобережье р. Сухого Пита в районе водного потока 57, правобережье р. Крутой и бассейн р. Чикиневки (водный поток 71), бассейн р. Даугле (водный поток 62), бассейн руч. Холодного выше Тенегинского месторождения (водный поток 44), бассейн р. Каимбы (водный поток 63). На ртутную минерализацию — бассейн верхнего течения р. Погромной (водный поток 73), нижнее течение р. Татарки (водный поток 83).

**Центральный гидрогеохимический район** располагается в бассейнах рек Кии, Тисы, Вятки. Общей особенностью для подрайона является широкое распространение в водах наряду с элементами полиметаллической ассоциации (цинк, свинец, медь) редкометальной (молибден, висмут, ртуть). Всего в пределах зоны выявлено 23 водных потока рассеяния и ряд отдельных точек с аномальным распространением серебра, висмута, молибдена, цинка, меди.

По поисковым гидрогеохимическим ассоциациям довольно отчетливо выделяются четыре гидрогеохимические зоны: Кийско-Летнинская, Вяткинская, Усть-Тисская, Кийско-Тисская.

Кийско-Летнинская гидрогеохимическая зона протягивается из бассейна р. Каменки через верховья р. Кии, среднее течение р. Северной, Сухой и Мокрой Летней в бассейн руч. Тяглого и р. Волоковой. В тектоническом отношении зона приурочена к Летнинской синклинали, выполненной отложениями тунгусикской серии верхнего протерозоя. Восточная граница зоны проходит по нарушению, отделяющему отложения тунгусикской серии от инъецированных пород и гранитных интрузий. Западная граница совпадает с подошвой отложений тунгусикской серии. Гранитоидные интрузии обрамляют зону со всех сторон. С севера на юг в пределах зоны выявлено пять площадей, перспективных на цветные и редкие металлы по гидрогеохимическим данным: Тяглинская (водные потоки 24, 25), Летнинская (водный поток 28), Северная (водные потоки 31, 32, 33, 34), Родниковая (водный поток 34<sup>а</sup>), Кийская (ряд гидрогеохимических проб).

Тяглинская площадь расположена в бассейне руч. Тяглого (водные потоки 24, 25). Характерной ее особенностью является очень широкий спектр элементов в поисковой гидрогеохимической ассоциации. Наряду с элементами, характерными для низкотемпературной минерализации (мышьяк, сурьма), присутствуют в среднеаномальных содержаниях высокотемпературные (олово) и элементы-показатели колчеданно-полиме-

таллической минерализации. По ассоциации элементов в водах эта площадь рассматривалась как потенциально перспективная на медноколчеданную минерализацию с наложенной низкотемпературной полиметаллической. Это предположение было высказано автором в 1965 г. и затем подтверждено работами Приенисейской партии Ангарской экспедиции и тематической партии Красноярского отделения СНИИГГиМС. В пределах площади горными и буровыми работами вскрыта медноколчеданная и медно-цинковая минерализация, а в долинии выявлены обломки кварца с арсенопиритом. В восточной части водного потока возможно выявление меди и штокверкового оловянного оруденения в фельзитоподобных породах. Об этом свидетельствует наличие пород с магнетитом на правом склоне руч. Тяглого против руч. Неразгаданного. Специальному петрографическому исследованию они не подвергались, однако по макроскопическому описанию их можно отнести к скарнам.

Южнее Тяглинской выделяется Летнинская площадь (водный поток 28). Поисковая ассоциация неполная. В аномальных содержаниях обнаружено серебро. Возможна связь с полиметаллической минерализацией.

Северная площадь находится в бассейне среднего течения р. Северной, правого притока р. Кии. Выделяется по аномально высокому содержанию в водах серебра, ртути, мышьяка, бора; среднеаномальному — цинка, висмута, молибдена. Гидрогеохимическая ассоциация во многом остается неясной. В пределах этой площади широким развитием пользуются известняки, глинистые сланцы различной степени метаморфизации, прорванные в восточной и западной частях телами гранитоидов. На правом берегу р. Северной известно проявление вулканогенно-осадочных гематитовых руд (Королев, Шубенин, 1964; Корнев, 1971). Резко повышенные содержания низкотемпературных элементов (ртуть, мышьяк) при высоких концентрациях серебра, висмута, молибдена позволяют предполагать наличие разнотемпературной наложенной минерализации. Не исключена связь такой ассоциации с жерлами древних вулканов. Косвенным доказательством этого предположения является выход холодных слабогазирующих восходящих родников в вершинах ручейков на левом борту р. Северной, ниже выхода которых выпадают обильные хлопья гидроокислов железа с содержаниями сурьмы и серебра — сотые доли процента, цинка — десятые.

Южнее Северной площади по аномально высокому содержанию серебра, свинца, цинка (водный поток 34<sup>а</sup>) выделяется Родниковая группа свинцово-цинковых рудопроявлений с интенсивно развитой зоной окисления. Еще южнее, в бассейне руч. Лесного, по отдельным пробам установлены аномально высокие содержания серебра, молибдена, меди, иногда свинца, цинка. Пространственно эти пробы приурочены к Кийской группе рудопроявлений и подчеркивают их сложный генезис.

Вяткинская гидрогеохимическая зона притягивается широкой полосой от р. Кии на юге до вершины р. Гусянки (водные потоки 20—23, 26, 27, 30, 31, 37—39, 42, 43). Характерной особенностью зоны является широкое распространение элементов редкометальной ассоциации (молибден, висмут, серебро). Однако превышение содержаний элементов над фоновым незначительно. Такое распространение элементов подчеркивает общую специализацию зоны на редкометальную (молибденовую) минерализацию. Всего в пределах зоны выявлено 14 водных потоков рассеяния, однако перспективность их в основном небольшая.

Наибольший практический интерес представляют водные потоки 37—39, расположенные в бассейне р. Вятки. По ассоциации элементов (молибден, мышьяк, серебро, в некоторых пробах цинк, висмут) бассейн р. Вятки оценивается перспективным для поисков редкометальной (молибденовой) минерализации. Водные потоки выявлены в 1964 г. и детализированы в 1966 г. Площади водных потоков рассеяния расположены в пределах Тисской антиклинали, сложенной сильно метаморфизованны-

ми породами сухопитской серии верхнего протерозоя, смятыми в систему антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания и прорванных гранитами посольненского и татаро-аяхтинского комплексов. В толще кристаллических сланцев распространены послойные тела ортоамфиболитов, многочисленные жилы мусковитовых гранитов и пегматитов. Максимальное содержание молибдена в водах 276 мкг/л, при фоновом значении 0,5 мкг/л. Поисковые маршруты, проведенные в верхнем течении р. Вятки, показали, что водные потоки рассеяния молибдена на этом участке обусловлены зонами гидротермально-измененных пород, выразившихся в интенсивном окварцевании, пиритизации и осветлении пород. В верхней выветрелой и окисленной части разреза широко развита лимонитизация. В измененных породах, по данным спектрального анализа, содержатся десятки доли процента мышьяка, свинца, цинка; сотые — молибдена, кобальта, меди.

Усть-Тисская гидрогеохимическая зона расположена в приустьевой части р. Тиса в поле развития высокометаморфизованных пород тейской серии, прорванных на ряде участков гранитоидами (водные потоки 35, 36). В водах зоны в аномальных содержаниях обнаружены мышьяк, марганец, в отдельных пробах медь, никель. По аномальным концентрациям устанавливаются неполные поисковые ассоциации полиметаллического облика, на основании чего площади водных потоков рассеивания оцениваются как низкоперспективные.

Кийско-Тисская гидрогеохимическая зона находится в междуречье нижнего течения р. Кии и Тиса и пространственно совпадает с синклинальной структурой, выполненной отложениями кембрия. На общем фоне довольно равномерного распространения химических элементов в водах выделяется ряд точек с аномальным распространением молибдена, меди, мышьяка, цинка, вероятно, связанных с осадочными меденосными горизонтами в эвенкийской свите верхнего кембрия.

Таким образом, общим для всех зон центрального подрайона является распространение в аномальных содержаниях, наряду с элементами полиметаллической ассоциации, редкометалльных элементов. На медь, цинк и ртуть наиболее интересной представляется Кийско-Летнинская зона; на молибден — Вяткинская. Характерной особенностью Кийско-Летнинской зоны служит широкое распространение колчеданно-полиметаллической гидрогеохимической ассоциации, на отдельных участках совместно с редкометальной, что позволяет предполагать наличие комплексной наложенной редкометально-полиметаллической минерализации.

**Северный гидрогеохимический подрайон** расположен в бассейнах рек Вороговки, Исаковки, Верхней и Нижней Сурнихи. С запада он ограничивается р. Енисей, с востока — серией разрывных нарушений, отделяющих отложения тейской серии от тунгусикской, с севера — р. Подкаменной Тунгуской. Южная граница нерезкая и условно проводится по бассейну р. Гаревки и верхнему течению р. Тиса. В пределах подрайона выделяется 20 водных потоков рассеяния. Наиболее широким распространением пользуются колчеданно-полиметаллическая (иногда с сурьмой), редкометальная (молибденовая) и медно-никелевая поисковые гидрогеохимические ассоциации.

По площадному распространению поисковых гидрогеохимических ассоциаций довольно отчетливо выделяются четыре зоны, которые контролируются литолого-стратиграфическим фактором. Первая зона пространственно контролируется отложениями тейской серии, в трещинных и трещинно-жильных водах которой развита ассоциация (водные потоки 1, 6, 8, 14, 13), перспективная на молибденово-полиметаллическую минерализацию. Вторая зона совпадает с разрывными нарушениями на контакте отложений сухопитской серии с тейской и выделяется по колчеданно-полиметаллической ассоциации; иногда в эту ассоциацию входит сурьма (водный поток 4), что может быть показателем наличия на-

ложенной низкотемпературной сурьмяной минерализации (рудопроявление Угловое). Третья зона контролируется площадью распространения вулканогенно-осадочных отложений сухопитской серии и по ассоциации элементов в водах может оцениваться перспективной на медноколчеданную минерализацию. В ряде водных потоков (9, 16, 18) развиты максимальные концентрации мышьяка, что может быть показателем наличия колчеданно-золоторудной минерализации. Четвертая зона пространственно связана с ультраосновными породами и по гидрогеохимической ассоциации может рассматриваться перспективной на никелевую и, возможно, медно-никелевую минерализацию.

Таким образом, в пределах западной окраины Енисейского кряжа наблюдается четкая пространственная дифференциация гидрогеохимических поисковых ассоциаций, так что различие в специфике поисковых гидрогеохимических ассоциаций, а следовательно, и металлогении отдельных частей кряжа следует искать в особенностях тектонических структур и разнотипности развития их составных частей.

С. А. ГРИГОРЯН, Т. Г. РАДИМОВА, В. И. ЕВДОКИМОВА

**ПОТОКИ РАССЕЯНИЯ  
МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ И КОЛЧЕДАНО-  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
АЛАВЕРДЫ-АХТАЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**  
(Армянская ССР)

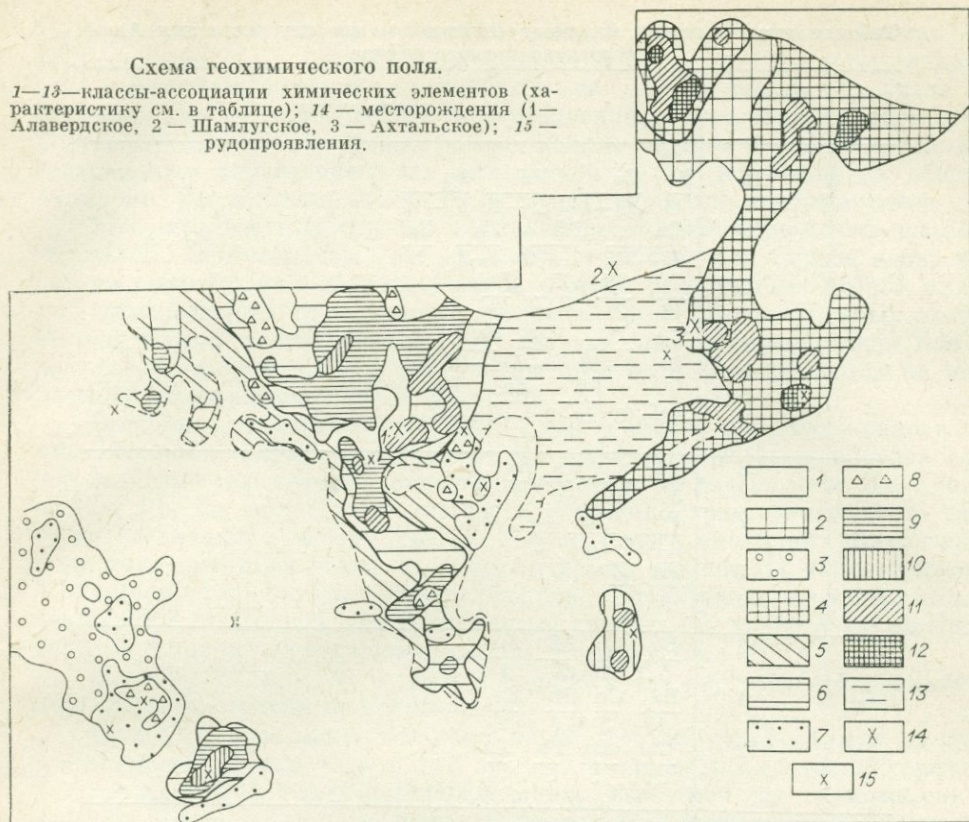
Алавердский рудный район расположен в северной части Армянской ССР. Рельеф среднегорный с хорошо развитой и глубоко врезанной гидросетью, что благоприятствует проведению поисков по потокам рассеяния.

Геологически район достаточно хорошо изучен (Геология Армянской ССР, 1967). Он сложен главным образом среднеюрскими отложениями, среди которых преобладают вулканогенные отложения, представленные порфиритами и отдельными горизонтами кислых эффузивов (кварцевых порфиров, кератофиров) и их туфов. Меньше распространены осадочные породы — песчаники, туфопесчаники и глинистые сланцы. Эти породы прорваны интрузиями гранитоидов, предположительно верхнеюрского возраста.

Развитая в районе рудная, преимущественно колчеданная минерализация связывается с указанными интрузиями. Главнейшими месторождениями являются Алавердское, Шамлугское и Ахтальское, известны также целый ряд более мелких рудопроявлений. Рудные тела представлены довольно значительными по размерам сульфидными залежами, а также встречающимися в некоторых местах жилами и штокверками. При преобладающем сульфидном составе руд месторождения и рудопроявления различаются по соотношению рудных минералов. Алавердское месторождение является медноколчеданным, преобладающую роль в составе его руд играют пирит и халькопирит, а также некоторые другие медные минералы, а сульфиды свинца и цинка встречаются лишь в небольших количествах. Ахтальское месторождение — полиметаллическое, в нем преобладают сфалерит и галенит, а минералы меди отступают на второй план. Характерной особенностью Ахтальского месторождения является присутствие больших количеств барита, который встречается в полиметаллических рудах и образует самостоятельные рудные тела. Отмечается барит и на Алавердском месторождении, но в меньших коли-

Схема геохимического поля.

1—13—классы-ассоциации химических элементов (характеристику см. в таблице); 14 — месторождения (1 — Алавердское, 2 — Шамлугское, 3 — Ахталское); 15 — рудопроявления.



чествах. Среди рудопроявлений также выделяются медноколчеданные и полиметаллические.

Опробование района по потокам рассеяния, с отбором пробы илистого материала и мелкой фракции гравийно-галечных отложений гидросети было проведено в районе с плотностью 1,5—2 пробы на 1 км<sup>2</sup>. Анализ проводился на следующие элементы: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Mo, Cr, Ba, Mn, Ti, V, Zr. Данные опробования обработаны на ЭВМ «Минск-32» методом многомерных полей (Евдокимова, 1978). Метод основывается на формализованном выявлении геохимических ассоциаций и пространственном представлении многомерного геохимического поля в виде карты классов-ассоциаций, каждый из которых характеризуется определенным перечнем химических элементов и величинами их содержаний. В схематизированном виде карта показана на рисунке, а характеристика классов в таблице.

Содержания элементов в классах охарактеризованы в таблице коэффициентами контрастности КК (цифры под символами) по отношению к фоновым содержаниям. В качестве последних в данном случае были взяты кларки земной коры. Таким образом могут быть охарактеризованы общие особенности химического состава данного участка земной коры по сравнению с ее средним составом. В таблице показаны лишь те элементы, которые образуют на характеризуемой площади локальные аномалии. Другие элементы из числа проанализированных имеют повсеместно примерно одинаковые содержания. Характерно при этом, что Ni, Cr и Zr присутствуют повсюду в пониженных концентрациях по сравнению с мировыми кларками (средние КК=0,4—0,6), Co и V на уровне кларков, а Ti примерно в 2, иногда 3—3,5 раза больше, чем кларк. Это и составляет провинциальную особенность района. Можно заметить, что

Таблица геохимических классов-ассоциаций в потоках рассеяния Алавердского рудного района

Группа	Номер класса	Формула класса				
I	11	Ba	Cu	Pb	Zn	
		$\frac{41}{33-44}$	$\frac{15-20}{4-8}$	$\frac{10-17}{3}$		
	10	Cu	Pb	Zn	Ba	
		$\frac{64-212}{43}$	$\frac{7-43}{25}$	$\frac{4-8}{4}$	$\frac{3}{3}$	
	9	Cu	Pb	Zn	Ba	
	$\frac{20}{12-16}$	$\frac{6-19}{3-9}$	$\frac{3-5}{4-3}$	$\frac{1-3}{2-3}$		
	6	Cu	Pb	Zn	Ba	
		$\frac{20}{12-16}$	$\frac{6-19}{3-9}$	$\frac{3-5}{4-3}$	$\frac{1-3}{2-3}$	
	5	Cu	Pb	Zn	Ba	
		$\frac{20}{12-16}$	$\frac{6-19}{3-9}$	$\frac{3-5}{4-3}$	$\frac{1-3}{2-3}$	
II	8	Pb	Cu	Zn	Ba	
		$\frac{30}{4}$	$\frac{16}{4}$	$\frac{4}{4}$	$\frac{4}{4}$	
	7	Pb	Cu	Zn		
	$\frac{3-15}{4}$	$\frac{2-4}{2}$	$\frac{3}{3}$			
	3	Pb	Zn			
		$\frac{4}{4}$	$\frac{2}{2}$			
III	12	Ba	Cu	Pb	Zn	
		$\frac{77}{10}$	$\frac{20}{5}$	$\frac{15}{3.3}$	$\frac{9}{2}$	
	4	Ba	Cu	Pb	Zn	
	$\frac{10}{11}$	$\frac{5}{5}$	$\frac{3.3}{5}$	$\frac{2}{4}$		
	2	Cu	Ba	Pb	Zn	
		$\frac{10}{11}$	$\frac{5}{5}$	$\frac{3.3}{5}$	$\frac{2}{4}$	
IV	13	Cu	Pb	Ba		
		$\frac{12.6}{3}$	$\frac{3}{3}$	$\frac{3}{3}$		
V	1	Mn	Cu	Pb	Zn	Ba
		$\frac{6-10}{2-3}$	$\frac{1-3}{1.5}$	$\frac{1-3}{1.5}$	$\frac{1.5}{1-2}$	$\frac{1-2}{1-2}$

Примечание. Фоновые содержания: Cu —  $4,7 \cdot 10^{-3}$ ; Pb —  $1,6 \cdot 10^{-3}$ ; Zn —  $8,3 \cdot 10^{-3}$ ; Ni —  $5,8 \cdot 10^{-3}$ ; Co —  $1,8 \cdot 10^{-3}$ ; Cr —  $8,3 \cdot 10^{-3}$ ; Ba —  $6,5 \cdot 10^{-3}$ ; Mn —  $1 \cdot 10^{-1}$ ; Ti —  $8,5 \cdot 10^{-1}$ ; V —  $9 \cdot 10^{-3}$ ; Zr —  $1,7 \cdot 10^{-2}$ .

среди элементов, присутствующих в пониженных концентрациях, представлены главным образом те, которые характерны для ультраосновных и основных магм. Отличительной особенностью района являются резко повышенные (в 6—8 раз по сравнению с кларком) содержания Mn.

Выделенные при автоматической обработке на ЭВМ классы на основании близости содержаний химических элементов объединены в пять групп. Первые четыре группы свойственны локальным аномалиям, занимающим более или менее ограниченные по размеру участки. Группа V составляет характерный для этих аномалий фон, распространенный на широкой площади. Как видно из таблицы, для фона характерны повышенные содержания Cu, Pb, Zn и Ba, т. е. элементов, концентрирующихся в рудных месторождениях, что также является провинциальной особенностью района.

В характеристике аномальных классов очень хорошо отражается специфика рудной минерализации района и особенностей элементного состава различных месторождений.

Группа I характерна для Алавердского медноколчеданного месторождения и прилегающих к нему площадей. Она отличается наиболее значительно повышенными содержаниями основного промышленно-ценного элемента — меди, в меньшей степени свинца и цинка. Содержания

бария в большинстве классов этой группы лишь немного повышены (КК не более 3) и только в одном классе (№ 11), свойственном локальным аномалиям, занимающим центральное положение, в том числе и аномалии самого Алавердского месторождения, содержание Ва достаточно высоко (КК=41). Между собой классы группы I различаются по содержаниям характерных для них элементов, на периферии их общей аномалии расположен класс № 5 с наименьшими содержаниями.

Юго-западнее Алавердской аномалии расположена аномалия классов группы II. Особенностью ее является то, что на первое место по контрастности в ней выходит свинец, а медь отстывает на второй план или даже содержится в фоновых концентрациях. В повышенных количествах в этой группе присутствует Zn, а в классе, занимающем центральное положение (№ 8), Ва. Классы этой группы встречаются на периферии Алавердской медной аномалии.

Восточнее ее расположена вытянутая в северо-восточном направлении аномалия, характеризующаяся классами группы III, наиболее яркой особенностью которых являются повышенные содержания Ва, а также Cu, Pb, Zn, причем контрастности последних трех элементов не так резко различаются между собой. К этой полосе аномалий приурочено Ахтальское месторождение и, таким образом, группа III характеризует барит-полиметаллическую минерализацию. Ахтальская аномалия отделяется от Алавердской обширным полем группы IV, характеризующейся слабо повышенными содержаниями Cu, Pb, Zn и Ва.

Площадь Шамлугского месторождения и его окрестностей съемками по потокам рассеяния не покрывалась.

Существенным моментом результатов геохимической съемки по потокам рассеяния является то, что площади выявленных аномалий гораздо больше площадей рудной минерализации, известной по геологическим данным. Кроме соответствующих известным месторождениям и рудопроявлениям на геохимической карте видны аномалии, расположенные вне связи с ними и обозначающие, вероятно, новые участки. Таким образом, даже в таком хорошо изученном районе, как Алавердский, съемка по потокам рассеяния позволяет выявлять новые интересные участки. С другой стороны, число участков известной минерализации, которые пропускаются при этих съемках, невелико.

Значительный интерес представляет то обстоятельство, что путем съемки по потокам рассеяния выявляются закономерности пространственного размещения месторождений и зональности минерализованных площадей. В геологических работах подчеркивается контролирующая роль в размещении месторождений тектонических нарушений северо-восточного и близмеридионального простирания. Контроль в северо-восточном направлении отчетливо виден на схеме геохимического поля (см. рисунок) для Ахтальской полосы аномалий. Контроль близмеридиональными нарушениями отмечается в контурах локальных аномалий. В северо-западном направлении вытянута полоса аномалий, проходящая через Алавердское месторождение. Северо-западное простирание имеет также группа аномалий, расположенная в юго-западном углу заснятой площади.

О выявляемой по потокам рассеяния геохимической зональности мы отчасти уже говорили, в общем же виде она заключается в следующем. Центральное место занимает Алавердская группа аномалий, характеризующаяся медной спецификой (с барием на участках максимальной концентрации меди). По периферии эта аномалия окружена полукольцом аномальных участков с полиметаллической спецификой (северная часть площади, где может находиться замыкающее полукольцо, не изучена). Второе полукольцо, отделенное от центрального полосой пониженных концентраций элементов, ширина которого составляет 8—10 км, обозначается фрагментами северо-восточной и юго-западной полосы аномалий. В этом смысле не случайным представляется поворот аномалий от северного конца Ахтальской полосы на северо-запад.

# МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЛИБДЕНА, МЕДИ, СУРЬМЫ

В. И. ИГНАТОВИЧ, Э. Ф. ЖБАНОВ, П. И. РАДЧЕНКО

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В БУРЯТСКОЙ АССР

На территории Бурятской АССР геохимические поиски проводятся в значительных производственных объемах с 60-х годов. Высокая эффективность их на молибден позволяет ежегодно выявлять 3—5 новых перспективных рудопроявлений. При дальнейшем изучении одно из шести-восьми рудопроявлений переходит в разряд месторождений. Положительные результаты геохимических поисков молибдена обусловлены специфическими геохимическими особенностями месторождений, способствующими образованию крупных, относительно контрастных вторичных ореолов рассеяния, а также разработкой эффективной методики поисков и успехами в изучении минералого-геохимических, формационных и других особенностей молибденового оруденения.

В результате открытий, сделанных в последние 5—7 лет в центральной части Бурятии, выделены три рудных района: Турка-Кыджимитский, Селенгинский и Уда-Худанский.

В геологическом отношении Западное Забайкалье характеризуется гетерогенным строением, обусловленным полициклическостью развития. В результате этого в регионе проявлено полиформационное молибденовое оруденение, связанное с несколькими тектоно-магматическими циклами. Наиболее широко развито оруденение, сформировавшееся в период мезозойской тектоно-магматической активизации, несколько уступает ему оруденение верхнепалеозойского возраста. В средне- и нижнепалеозойские этапы молибденовое оруденение проявилось слабо. Оруденение, связанное с докембрийским этапом, пока не установлено.

Типы молибденовых месторождений. Молибденовая минерализация в Западном Забайкалье по генетическим особенностям относится к пегматитовому, скарновому и гидротермальному типам. В статье рассмотрены особенности только гидротермального оруденения штокверкового структурно-морфологического типа, представляющего наибольший практический интерес. Молибденовые месторождения и рудопроявления этого типа в Бурятской АССР относятся к трем рудным формациям: молибденовой, редкометалльно-вольфрам-молибденовой и медно-молибденовой (Игнатович, 1969). Месторождения редкометалльно-вольфрам-молибденовой формации (Первомайское, Орехитканское, Булуктаевское, Мало-Ойногорское) генетически связаны с юрскими интрузиями лейкократовых гранитов гуджирского интрузивного комплекса. Месторождения молибденовой формации (Ново-Павловское, Харитоновское и др.) увязываются с гранитами верхнепалеозойского интрузивного комплекса. Рудопроявления медно-молибденовой формации малочисленны (Кударинское, Малыгинское, Маректинское и др.), геохимические и

генетические особенности их изучены недостаточно. По имеющимся данным, это оруденение связано с палеозойскими гранитами.

Месторождения каждой из рассмотренных рудных формаций имеют свои геохимические и минералогические особенности. Редкометалльно-вольфрам-молибденовые месторождения формируются в 9—14 стадий, определяющих следующую ассоциацию минералов в рудах: кварц-пирит-молибденит-сульфиды меди, цинка, свинца, висмута, мышьяка — флюорит — небольшое количество берилла, магнетита и гематита — иногда пирротин. В некоторых месторождениях совместно с молибденитом в прожилках присутствуют вольфрамит и шеелит. Чаще же эти минералы связаны с пространственно совмещенной с молибденовым оруденением минерализацией вольфрамового этапа: кварц-редкометалльно-гюбнеритовой и кварц-сульфидно-гюбнеритовой стадиями минерализации (Первомайское, Ореkitканское, Булуктаевское месторождения).

Руды содержат в своем составе цинк, свинец, висмут, вольфрам, литий (до сотых долей процента), фтор (до 10%), рубидий (до 0,1%), цезий, медь, олово, бериллий (тысячные доли процента). В ореоле рудных полей выделяются три зоны (Игнатович и др., 1977): внешняя, соответствующая в основном дорудному этапу (фтор, сера, рубидий, цезий), средняя — месторождению в целом (молибден, вольфрам, олово, бериллий, литий, цинк, свинец, медь, серебро, фтор) и внутренняя, соответствующая конкретным рудным телам (молибден, вольфрам, висмут, свинец, цинк, медь). Характеристика первичных ореолов молибденовых месторождений Джидинского района дана В. И. Игнатовичем, В. Ф. Белоголовым и Г. С. Риппом (см. статью в наст. сборнике).

Представляет эту формацию и Ореkitканское месторождение. Прожилково-штокверковая зона Ореkitканского месторождения сопровождается первичным ореолом рассеяния молибдена, меди, свинца, цинка, вольфрама, бария и бериллия (Игнатович, 1977). Причем ореолы меди располагаются преимущественно на флангах рудной зоны. Содержание меди в подрудной части ореола 0,0003—0,003%, а в надрудной в основном 0,003—0,01%. Ореолы вольфрама совмещены с рудными телами. Ореолы свинца (0,01—0,3%) и бария (0,2—0,3%) совмещены с рудными телами, а также располагаются на их флангах.

Для штокверков молибденовой формации характерны следующие минеральные ассоциации:

1. Кварц-пирит-молибденитовая (Жиримское, Тарасовское рудопроявления);
2. Кварц-магнетит (гематит)-пирит-молибденитовая (Нарын-Ичегуйское, Шубугуйское рудопроявления);
3. Кварц-арсенопирит-пирит-молибденитовая с небольшим количеством халькопирита, галенита и сфалерита в прожилках, образовавшихся после прожилков с молибденитом (Долон-Модонское и Чемуртаевское месторождения).

Ореолы месторождений этой формации менее контрастны и меньше ореолов месторождений редкометалльно-вольфрам-молибденовой формации. В ореолах рудных тел нет висмута, олова, вольфрама, появляются аномальные точки мышьяка (Игнатович и др., 1977). Цинк, свинец, медь, серебро представлены нередко лишь отдельными аномальными точками. Ореолы фтора и редких щелочей также ослаблены и связаны в основном с предрудным этапом.

На рудопроявлениях медно-молибденовой формации установлена следующая ассоциация минералов в рудах: кварц — халькопирит — пирит — молибденит — флюорит. Первичные ореолы месторождений этой формации не изучены.

Условия ведения геохимических поисков в Западном Забайкалье изучены достаточно разносторонне, что позволяет районировать территорию с учетом особенностей рельефа, выветривания

## Классификация территории Западного Забайкалья по условиям ведения геохимических поисков

Категории площадей	Общая площадь относительно территории Буриятии, %	Условия геохимических поисков	Наиболее представительные методы поисков
I. Открытые	14	Расчлененные эрозионно-экзарационные и эрозионно-денудационные области рельефа. Прерывистые дресвянистые коры выветривания; гравитационные, дефлюкционные, солифлюкционные склоновые отложения мощностью 0,5—1,5 м. Открытые маломощные и остаточные вторичные ореолы	Традиционная литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния (глубина пробоотбора 0,1—0,3 м), визуальные поиски, шпиховая съемка
II. Полузакрытые	40	Покровные дефлюкционные, курумово-дефлюкционные, курумово-солифлюкционные, солифлюкционные, делювиальные отложения мощностью 1,5—2,5 м. Полузакрытые, мозаичнозакрытые, закрытые смещенные вторичные ореолы	Литохимическая съемка по вторичным ореолам с глубиной пробоотбора 0,4—2,0 м (из шпуров, копушей), съемка по потокам рассеяния
III. Закрытые	28	Преимущественно двухчленные склоновые отложения с верхним слоем часто из дальнепринесенных (золотых, эолово-делювиальных, ледниковых, озерных и др.) отложений. Мощность отложений 2,5—10 м и более. Закрытые и наложенные вторичные ореолы	Биогеохимическая съемка, поиски по вторичным ореолам (опробованные скважины глубиной до 10 м, пройденных станками типа УПБ-25)
IV. Максимально закрытые	18	Межгорные впадины байкальского и забайкальского типа, долины крупных рек, покровы четвертичных базальтов. Мощность четвертичных отложений 10—100 м и более	Не разработаны. Идет апробация методов МПФ, ЧИМ, газоргутной съемки и др.

пород, генезиса и строения склоновых отложений, процессов формирования механических и солевых вторичных ореолов. В обобщенном виде выделяются четыре категории площадей, различающихся по условиям ведения геохимических, визуальных и шпиховых поисков и методам интерпретации выявленных геохимических аномалий (табл. 1).

Методы выявления месторождений молибдена существенно менялись по мере повышения геологической, ландшафтно-геоморфологической и ландшафтно-геохимической изученности региона. Первые молибденовые месторождения (Ореkitканское — на севере Буриятии, Первомайское, Булуктаевское — в Джидинском районе) и рудопроявления были открыты в конце 30-х годов визуальными методами, которые оставались при поисках молибдена главными до 1955—1960 гг. За указанный период этими методами было выявлено 16 месторождений и рудопроявлений.

Литохимические поиски молибденовых месторождений по вторичным ореолам в Западном Забайкалье начали применяться с 1950—1952 гг., но вначале ставились выборочно на единичных разрозненных и сравнительно небольших участках, часто там, где ранее молибденовое оруденение уже было установлено визуально. Маланское молибденовое

рудопоявление, выявленное в 1954 г. партией Геофизического треста, является первым примером открытия молибденового оруденения с помощью металлометрии на территории Бурятской АССР (Широков, Ковалева, 1957). С организацией Бурятского ГУ в 1957 г. металлометрическое опробование стало проводиться на всех планшетах геологической съемки.

К 1961 г. значительная часть территории Бурятии была уже изучена среднемасштабной геологической съемкой, началась планомерная крупномасштабная геологическая съемка, с входящим в ее состав геохимическим опробованием. С этого времени геохимические поиски молибденового оруденения оказались наиболее эффективными по сравнению с визуальными, шлиховыми и геофизическими методами. Практически это реализовалось в выявлении большого числа новых молибденовых месторождений и рудопоявлений при оценке геохимических аномалий молибдена. Эти аномалии были обнаружены на открытых и полузакрытых площадях металлометрическим опробованием, которое опережало или сопровождало геологическую съемку масштаба 1:200 000 и 1:50 000.

В последнее десятилетие ежегодно в Бурятском ГУ анализируется на молибден 200—220 тыс. металлометрических проб. К настоящему времени металлометрическая съемка масштаба 1:50 000 проведена на 38% территории республики, в результате чего выявлено несколько сотен аномалий молибдена.

Изучение этих аномалий привело к открытию более 20 молибденовых гидротермальных рудопоявлений штокверкового типа и более 100 проявлений молибдена других морфогенетических типов. В 8—9-й и текущей пятилетках практически все новые молибденовые проявления штокверкового типа открыты с помощью геохимических методов поисков.

В результате изучения условий ведения поисков и процессов формирования вторичных ореолов установлено, что традиционное металлометрическое опробование является представительным на площадях I и частично II категорий. Визуальные поиски достоверны только на части площадей I категории и при этом на морфогенетические типы оруденения, отличающиеся устойчивостью к выветриванию (молибденит-кварцевые жилы, штокверковое оруденение, сопровождающееся интенсивным окварцеванием пород). Металлометрическая съемка позволяет выявлять ореолы всех морфогенетических типов молибденового оруденения. Положение представительного горизонта металлометрического опробования устанавливается при изучении и опробовании разреза склоновых отложений в поверхностных горных выработках и скважинах. В условиях открытых вторичных ореолов отбор металлометрических проб с глубины 0,1—0,3 м при чувствительности анализа на молибден 0,0001%, сети примерно 200—300×20—40 м обеспечивает надежное выявление молибденовых месторождений всех морфогенетических типов, включая жильные. Штокверковые месторождения обнаруживаются металлометрическим опробованием масштаба 1:200 000.

В условиях полузакрытых и закрытых ореолов, на площадях категории II, представительный горизонт находится на разных участках на глубине от 0,4 до 2 м. Отбор проб до глубины 1—2 м обеспечивается закопашками или существующими пробоотборниками, но иногда приходится прибегать к биогеохимическому опробованию. На площадях категории III применяется скважинное и биогеохимическое опробование. По опыту работ Бурятского ГУ из всех глубинных методов экономически наиболее эффективно биогеохимическое опробование, которое проводится в летний и зимний периоды в следующих вариантах: по древесной и кустарниковой растительности, дернине, торфам, мху, опаду. При опробовании на молибден более представительны пробы из коры деревьев

Таблица 2

## Параметры распределения молибдена во вторичных ореолах

Месторождение, рудопоявление	Фоновые содержания	Минимальные аномальные содержания	Максималь- ные содержа- ния
I категория площадей			
Ореkitканское . . . . .	0,0008	0,001	0,01—0,1
Мало-Курбинское	0,001	0,002	0,01
Жиримское . . . . .	0,001	0,001	0,01
Мало-Ойногорское	0,0005	0,001	0,002—0,006
II категория площадей			
Худанское . . . . .	0,0005	0,0008	0,02
Ново-Павловское	0,0005	0,0008	0,01—0,05
Харитовское . . . . .	0,0001	0,0002	0,03

или травянистых растений. Пробы из листьев и хвоя растений иногда оказываются непредставительными из-за действия физиологических барьеров поглощения молибдена (Ковалевский, 1975).

При интерпретации данных геохимической съемки в зависимости от конкретных условий поисков определяются параметры аномалий. При этом во вторичных ореолах наблюдается закономерное снижение концентраций элементов от I ко II категории площадей над рудными объектами примерно одинаковой продуктивности. Все известные вторичные ореолы, изучение которых привело к обнаружению молибденовых месторождений и рудопоявлений, на площадях I категории при съемке масштаба 1 : 200 000 характеризуются содержаниями молибдена обычно 0,001—0,005%, на площадях II категории — 0,0005—0,002%. При детализации этих ореолов в масштабе 1 : 25 000 и 1 : 10 000 устанавливаются более высокие содержания 0,01—0,1% (табл. 2).

В настоящее время площади I категории остаются еще слабо изученными только в полосе, прилегающей к БАМу, в Восточном Саяне и в некоторых других труднодоступных районах. В центральных и южных районах Бурятии площади I категории опоскованы достаточно полно и геохимические поиски теперь сосредоточены на площадях II и III категорий, поэтому в последние годы значительно расширились представления об особенностях строения площадей этих категорий (Тарасов, Жбанов, 1974).

В Джидинском рудном районе выделена и в ландшафтно-геоморфологическом плане изучена своеобразная площадь, закрытость и принадлежность которой ко II и III категориям связана с формированием долинных базальтов. Они, заполнив главную эрозионную систему и повысив местный базис эрозии, создали ряд подируд, что привело к усиленной аккумуляции и заболачиванию четвертичных отложений в долинах и основании склонов и широкому распространению труднопоисковываемых участков, несмотря на расчлененность в целом района.

Особого методического подхода требовала работа по выявлению и оценке геохимических аномалий на площадях, имеющих сплошной или прерывистый (мозаичный) покров эоловых и эолово-делювиальных отложений (III категория площадей). В такой обстановке проводились геохимические поиски молибденовых месторождений в Южной и Юго-Восточной Бурятии, в бассейне рек Селенга, Чикой, Хилок, Уда, Худун, Мохей. Здесь были выполнены специальные работы по изучению рыхлого покрова, и на все районы поисковых работ составлены попланшетные карты районирования условий формирования аномалий, которые использовались в процессе отбора проб и интерпретации результатов геохими-

ческой съемки (Жбанов и др., 1971). Установлено, что покров эолово-делювиальных отложений в бассейне рек Селенга — Уда встречается в предгорьях почти всех хребтов, а примесь эоловой супеси, песка и суглинка в той или иной мере присутствует в склоновых отложениях до абсолютной отметки 1300 м и выше. Лишены этого покрова только более крутые склоны, отдельные узкие гребни и возвышенности, где происходит их выдувание и интенсивный смыв. Эти разобщенные небольшие участки рельефа (площади I категории) представляют своеобразные «окна» в аллохтонном покрове и разделены широкими падами, увалами, протяженными склонами, где мощность эоловых и эолово-делювиальных отложений колеблется от 1 до 30 м и более. На этих открытых участках была проведена металлометрическая съемка, а также детализация и переоценка ранее выявленных геохимических аномалий. Истинные размеры рудопроявлений, как ореолообразующих источников, при этом естественно установить было невозможно. В пределах закрытых участков требовалось оконтурить поля рассеяния молибдена более глубинными методами. С этой целью на флангах ряда аномалий молибдена, на площадях, перекрытых эолово-делювиальными отложениями, проводилась биогеохимическая съемка (Ново-Павловский, Харитоновский участки), а где эрозионная система имела действующие водотоки — гидрохимическая съемка (Худанский участок). Это позволило расширить контуры распространения оруденения на указанных месторождениях и рудопроявлениях. Экспериментальные работы по выяснению разрешающей возможности биогеохимического опробования на молибден проведены в 1958—1976 гг. на восьми молибденовых рудопроявлениях и месторождениях — Студенческом, Баянгольском, Мало-Ойногорском в Джидинском рудном районе, Жин-Косонском — на юге Витимского плоскогорья, Десятниково, Харитоновском, Малыгинском и Ново-Павловском — в южной части Бурятской АССР. Содержание и результаты этих работ аналогичны исследованиям, проведенным в 1975—1976 гг. на Ново-Павловском месторождении, где они сочетались с производственной биогеохимической съемкой на площади 18 км<sup>2</sup>.

Ново-Павловское молибденовое месторождение приурочено к куполовидному штоку гранитоидов соготинского комплекса (пермь). На поверхность он выходит в виде эллипсоидного тела, сложенного альбитизированными и грейзенизированными мелкозернистыми лейкократовыми гранит-порфирами и порфирированными гранитами (рис. 1). Эндоконтактовая часть массива представлена автомагматической и эруптивной брекчией преимущественно гранит-порфирированного состава. В этих породах сосредоточена основная (до 85%) часть руд месторождения. Минерализация представлена в основном крапленностью, реже мелкими примазками и прожилками молибденита. В небольшом количестве наблюдаются молибденит-пирит-кварцевые прожилки. Руды до глубины 90 м окисленные. Ново-Павловское месторождение перекрыто покровными супесчанистыми эолово-делювиальными отложениями мощностью от 0,5 до 10 м и более. С целью сопоставления результатов биогеохимического и металлометрического опробования над известными рудными телами с шагом 20 м по двум профилям, расположенным через 100 м, было отобрано на одних и тех же пикетах около 1000 биогеохимических (корка сосны обыкновенной) и металлометрических проб. Мощность эолово-делювиальных отложений по профилям составляет 1—4 м. Опробование рудных тел и вмещающих гранитоидов проведено сплошной бороздой с секциями в 2 м из канав общей длиной около 1 км. Содержание молибдена во всех пробах определено приближенно-количественным методом спектрального анализа. График распределения молибдена в литохимических пробах (рис. 2) показывает, что даже при небольшой мощности (0,4—0,6 м) эоловых отложений содержание молибдена в металлометрических пробах приближается к фоновому.

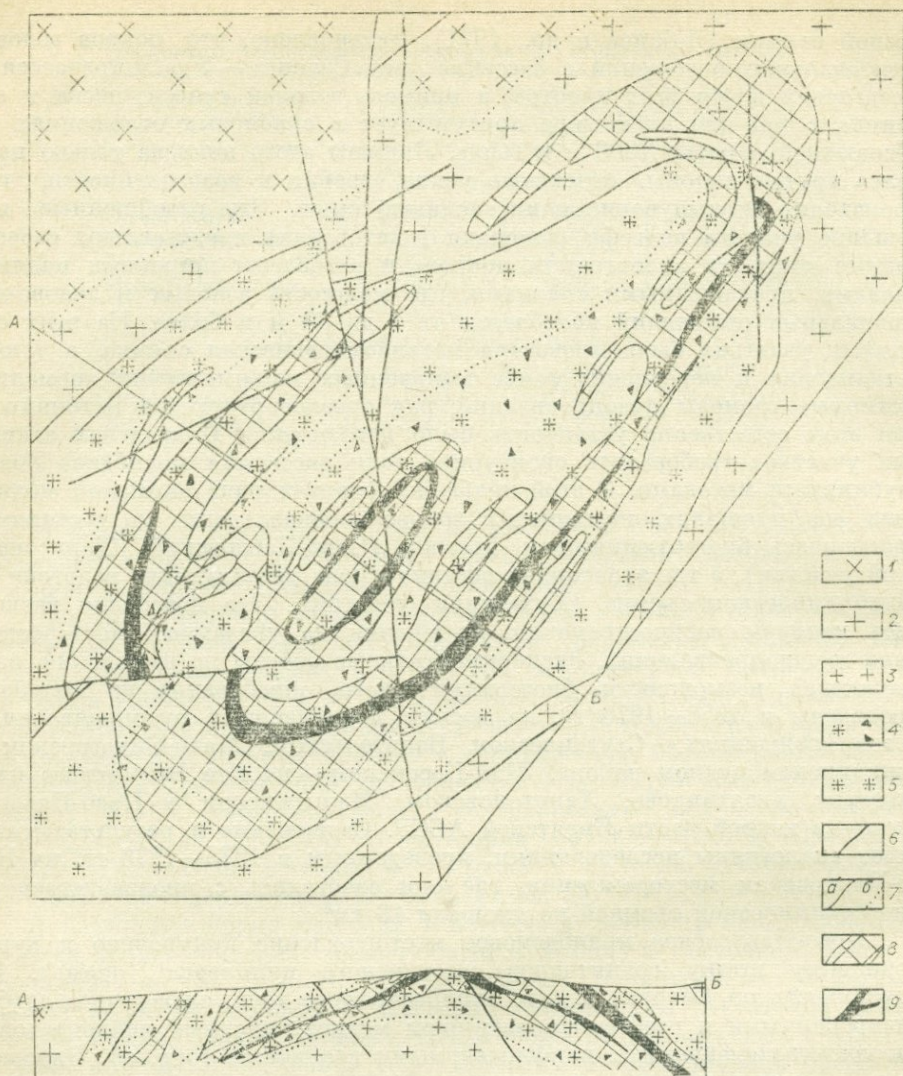


Рис. 1. Геологическая схема Ново-Павловского месторождения (по В. Л. Вернику).

1—граносиениты; 2—среднезернистые граниты; 3—граниты мелкозернистые; 4—эруптивные и автомагматические брекчии гранит-порфирового состава; 5—гранит-порфиры, порфировидные граниты; 6—тектонические нарушения; 7—границы интрузивного контакта (а), между фациями (б); 8—рядовые руды; 9—богатые руды.

Рудные тела, как видно из рис. 2, отчетливо фиксируются максимумами содержаний в биогеохимических пробах. Металлометрическим опробованием рудные тела на закрытых и полузакрытых площадях четко не обозначились. Эпицентры литохимических ореолов молибдена даже на пологих ( $5-10^\circ$ ) склонах смещены относительно рудных тел на 30—50 м. Средняя величина отношения содержаний молибдена в золе растений к содержанию его в коренных породах равна  $0,8 \pm 0,1$ , коэффициент корреляции — 85,7%. Полученные данные показывают прямо пропорциональную зависимость между содержаниями молибдена в золе коры сосны и в коренных породах. Максимальные содержания молибдена в золе коры сосны составляли 0,05—0,1%.

Выполненная после этих работ биогеохимическая съемка на флангах Ново-Павловского месторождения выявила направление рудовме-

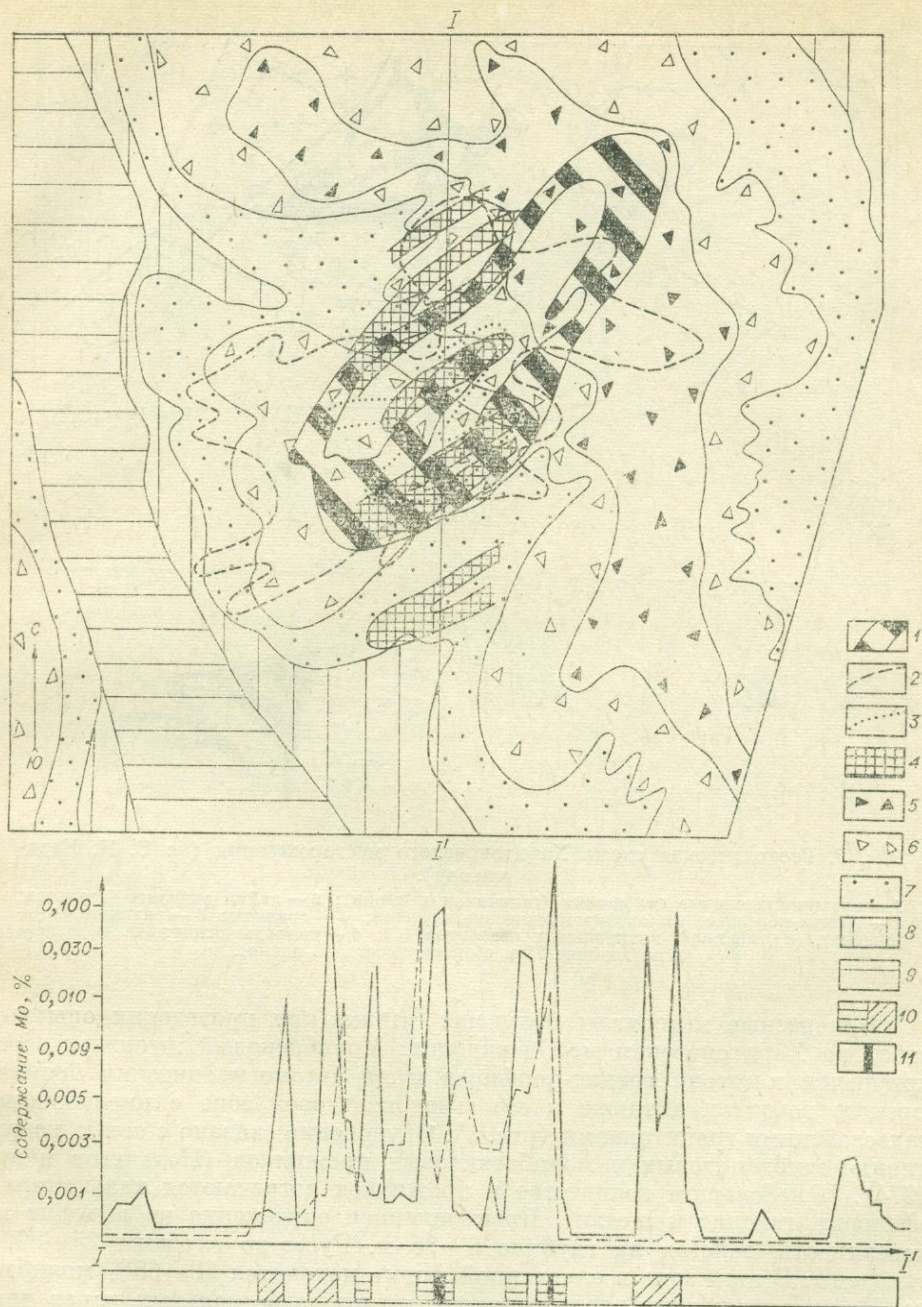


Рис. 2. Схема условий ведения поисков с данными лито- и биогеохимического опробования. Ново-Павловское месторождение.

1 — контур рудных тел; 2 — вторичный ореол Mo с содержанием (%) от 0,0008 до 0,006; 3 — то же, с содержанием (%) от 0,01 до 0,05; 4 — биогеохимический ореол Mo с содержанием (%) от 0,01 до 0,1; 5—9 — категории площадей: открытая (5), полузакрытая (6), закрытая (7—9) (7 — эолово-делювиальные отложения, 8 — аккумуляция эоловых отложений, 9 — долина); 10 — рядовые руды; 11 — богатые руды. Внизу графики содержания Mo по биогеохимическому опробованию (сплошная линия) и по металлургическому опробованию (штриховая).

щающих и рудоносных структур, а обработка результатов анализа биогеохимических проб на широкий круг элементов по программе В. Н. Евдокимовой позволила составить карту ассоциаций элементов, отражающую надрудный (бериллий, цинк, свинец), рудный (молибден, литий) и подрудный (вольфрам) горизонты месторождения.

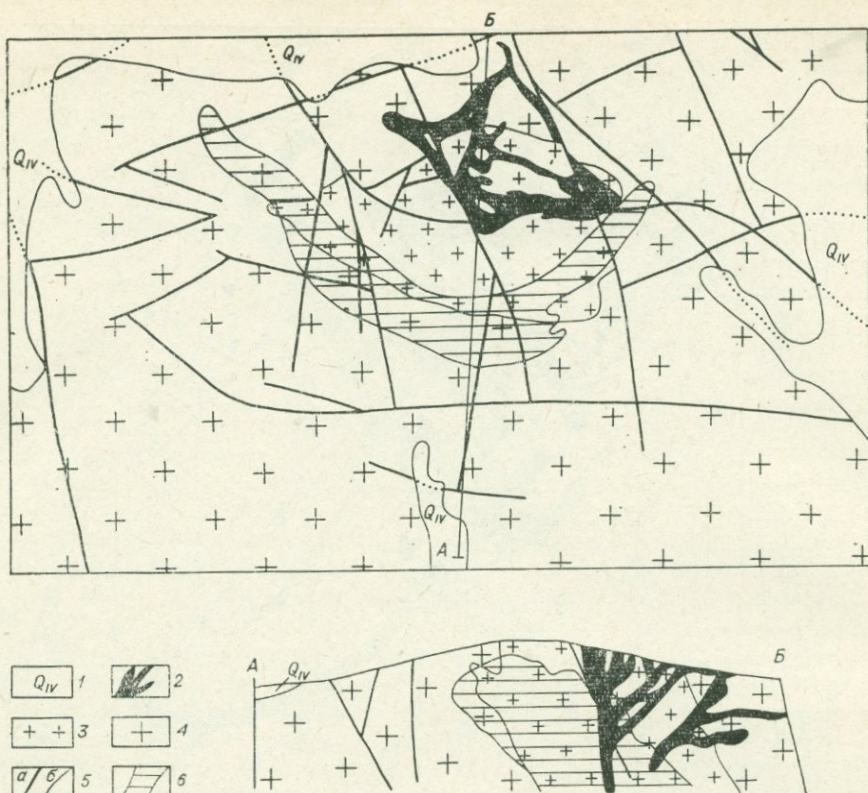


Рис. 3. Геологическая схема Харитоновского месторождения (по В. Н. Кодачигову).

1 — верхнеголоценовые отложения (галечники и пески); 2 — дайки андезито-базальтов; 3 — гранит-порфиры, их автомагматические брекчии; 4 — граниты; 5 — разрывные нарушения (а), границы интрузивных контактов (б); 6 — контуры штокверка в разрезе и на глубине 75 м от поверхности (в плане).

Интересные материалы получены также при проведении опытных работ на Харитоновском месторождении. Молибденовый штокверк здесь приурочен к штоку гранит-порфиров и их автомагматических брекчий юрского возраста, а также к его экзоконтактовой зоне с вмещающими палеозойскими гранитоидами (рис. 3). Оруденение связано с сетью кварц-пирит-молибденитовых и молибденитовых прожилков (Кодачигов и др., 1974). В небольшом количестве в прожилках встречаются халькопирит, сфалерит, галенит и шеелит. Промышленное оруденение не выходит на поверхность, залегая на глубине 6—65 м. Руды до глубины 25—80 м окислены. В этой зоне в окисленной форме находится 60—65% молибдена. На месторождении вдоль основной линии магистральных канав длиной около 1 км проведено опытное биогеохимическое опробование корки сосны с шагом 10 м. Мощность эолово-делювиальных отложений составляет 2—4 м. При сопоставлении результатов бороздового опробования коренных пород и биогеохимического (рис. 4) установлено, что они близки и средняя величина отношения содержания молибдена в золе растений к концентрации его в коренных породах равна  $0,8 \pm 0,1$ .

Потребность в проведении биогеохимической съемки в зимний период возникает не только на площадях II и III категорий, где в первую очередь нужна большая глубинность, но и на площадях I категории. Связано это бывает с организационными причинами, когда цикл работ по подготовке аномалии к вскрытию необходимо сократить и сделать непрерывным, а канавы пройти до оттаивания грунта. Так, на Малыгинс-

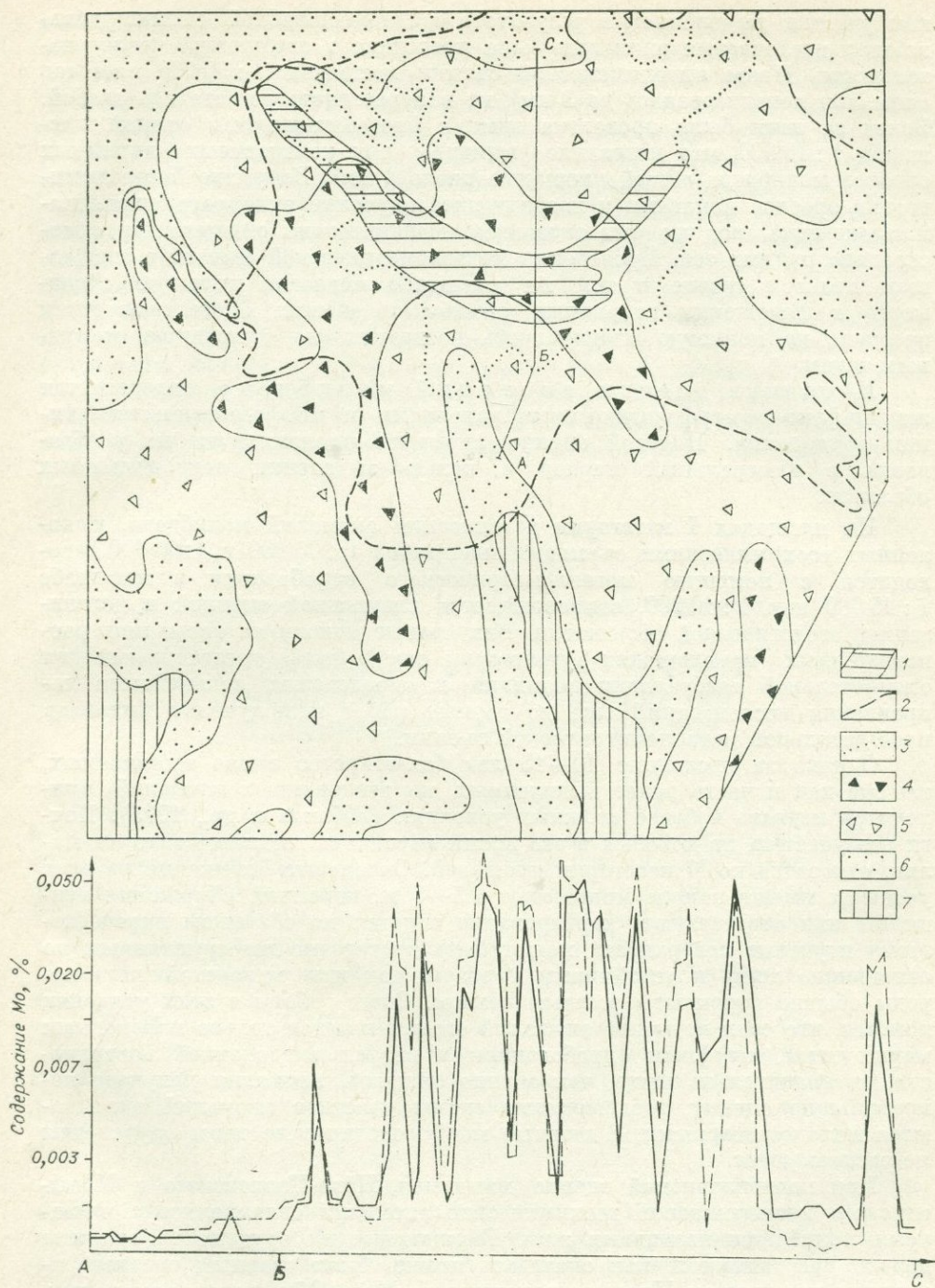


Рис. 4. Схема условий ведения поисков с данными литохимического опробования Харитоновское месторождение.

1 — контур штоковерка на глубине 75 м от поверхности; 2, 3 — вторичные ореолы Mo с содержанием (%): от 0,0002 до 0,0008 (2), от 0,001 до 0,03 (3); 4—7 — категории площадей: открытая (4), полузакрытая (5), закрытая (6, 7) (6 — золото-делювиальные отложения, 7 — долины). Внизу графики содержания Mo по биогеохимическому (сплошная линия) и по буровому опробованию (штриховая).

ком участке, выделенном в результате среднemasштабной съемки, дальнейшая детализация аномалии была проведена в следующей последовательности. После литохимической съемки масштаба 1 : 50 000 площадь аномалии локализовалась до 3 км<sup>2</sup>, но контрастность ее осталась слабой. Вслед за этим была проведена зимняя биогеохимическая съемка масштаба 1 : 10 000, что позволило выявить ряд контрастных линейных ореолов молибдена общей площадью около 1 км<sup>2</sup>. Вскрытие биогеохимических ореолов канавами и последующее изучение рудопроявления скважинами показало, что они оказались незначительно смещенными относительно рудных тел. Проведение металлотрической съемки в следующем полевом сезоне в том же масштабе показало хорошую сходимость в положении вторичных ореолов и зимних биогеохимических ореолов, но меньшую смещенность последних по отношению к рудным телам.

Методика оценки аномалий молибдена определяется ландшафтно-геоморфологическими условиями и морфогенетическим типом оруденения. Полевой оценке аномалий предшествует их разбраковка в камеральный период с целью выделения первоочередных объектов.

На площадях I категории детализация аномалий молибдена, выявленных геохимическими съемками масштабов 1:200 000 и 1:50 000, проводится с помощью металлотрического опробования в масштабе 1 : 25 000 или 1 : 10 000, сопровождается визуальной оценкой и детализацией геологической обстановки. Визуальные поиски на аномалиях, расположенных на площадях I категории, могут быть достаточными для окончательной разбраковки аномалий и определения дальнейшего направления исследований еще до горных работ и получения анализов проб детальной металлотрической съемки.

Однако за последние 10—15 лет большинство вновь выявляемых, так же как и часть ранее выявленных, но не оцененных аномалий, приходится изучать в более сложных условиях (Жбанов и др., 1973). Почти все участки, на которых в это время изучались геохимические аномалии, относятся ко II категории площадей. Склоновые отложения на этих участках имеют покров мощностью 1,5—5 м, коренные обнажения единичны или отсутствуют; картирование ведется по обломкам пород, поэтому изучение поверхности может быть достаточно информативным по отношению лишь к устойчивым породам, так как малоустойчивые породы обычно перекрыты рыхлым чехлом. Опыт работы в этих условиях показал, что если изучение аномалий ограничивается только поисковыми маршрутами, штурфовым опробованием и визуальной оценкой поверхности, то значительно чаще, чем можно ожидать, аномалия получает неправильную оценку, геологические схемы участков аномалий оказываются малодостоверными, а главные морфогенетические типы оруденения не распознаются.

При первоначальной оценке, например, Ново-Павловского и Малыгинского месторождений геохимические аномалии связывались с развалами молибденит-кварцевых жил. Вмещающие их оруденелые граниты давали дресвяники и, как оказалось позже, были главным ореолообразующим источником. На месте теперешнего Мало-Ойногорского месторождения, которое выявилось в результате детальной оценки геохимической аномалии молибдена (Филько, Кузьмин, 1977), самые ранние на этом участке визуальные поиски были безуспешными. Несмотря на расчлененный рельеф, отсутствие дальнепринесенных отложений и выход оруденения на водоразделе, оно вначале не было распознано. Произошло это потому, что для Джидинского рудного района оно являлось необычным и размещалось в раннепалеозойских расланцованных вулканитах, молибденит в рудных зонах с поверхности в большей части выщелочен, а часть зон не вскрыта эрозией. Штокверковое оруденение на этих трех

месторождениях обнаружено при переоценке и детализации «старых» аномалий, полном пересечении их одной-двумя линиями траншей.

На площадях I и особенно II категории обязательным видом работ на **первой стадии** оценки аномалий является проходка горных выработок с бороздовым опробованием. В целях более оперативного изучения вскрытых пересечений в последние годы началось применение прибора БРА-6 для оперативного определения молибдена в полевых условиях. В связи с окислением и выщелоченностью молибденита на многих молибденовых месторождениях до глубины 20—90 м на первой стадии оценки аномалий применяется бурение по двум взаимно перпендикулярным линиям, если направление рудовмещающих структур неизвестно и его не удастся выяснить канавами (в случае слабо эродированного месторождения), или по одной линии, когда строение аномалии или результаты канавных работ позволяют наметить простираание рудных тел. Геохимическое опробование при горных и буровых работах на начальной стадии оценки аномалий молибдена позволяет использовать данные об особенностях первичных ореолов рассеяния при проведении дальнейших разведочных работ.

**В. И. ИГНАТОВИЧ, В. Ф. БЕЛОГОЛОВОВ, Г. С. РИПП**

### **ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖИДИНСКОГО РУДНОГО РАЙОНА**

Несмотря на то, что в Джидинском рудном районе известно несколько месторождений молибдена (Булуктаевское, Мало-Ойногорское, Долон-Модонское, Чемуртаевское и др.), проблема выявления крупных месторождений с высоким содержанием полезного компонента в рудах остается актуальной. В решении этой задачи большую роль могут сыграть геохимические исследования, показавшие высокую эффективность при поисках и оценке молибденовой минерализации в Западном Забайкалье и в других регионах.

Молибденовое оруденение в районе связано с этапами позднепалеозойской и раннемезозойской тектоно-магматической активизации и представлено несколькими генетическими и морфологическими типами. Наибольшее распространение и практическое значение в настоящее время имеет гидротермальное оруденение штокверкового типа, относимое к молибденовой (Чемуртаевское, Долон-Модонское и другие месторождения) и редкометалльно-вольфрам-молибденовой (Первомайское, Булуктаевское, Мало-Ойногорское месторождения) рудным формациям (Игнатович, 1969). Причем месторождения первой формации имеют пермо-триасовый, а второй — юрский возраст. В минеральной ассоциации руд молибденовой формации отмечаются кварц, арсенопирит, пирит, молибденит, небольшое количество халькопирита, галенита и сфалерита в прожилках, образовавшихся после прожилков с молибденитом; в рудах месторождений редкометалльно-вольфрам-молибденовой формации присутствуют кварц, пирит, молибденит, сульфиды меди, цинка, висмута, свинца, мышьяка, флюорит, небольшое количество магнетита и гематита. В месторождениях редкометалльно-вольфрам-молибденовой формации с молибденовым оруденением пространственно совмещена кварц-гюбнеритовая и кварц-сульфидно-гюбнеритовая минерализация (Первомайское и Булуктаевское месторождения).

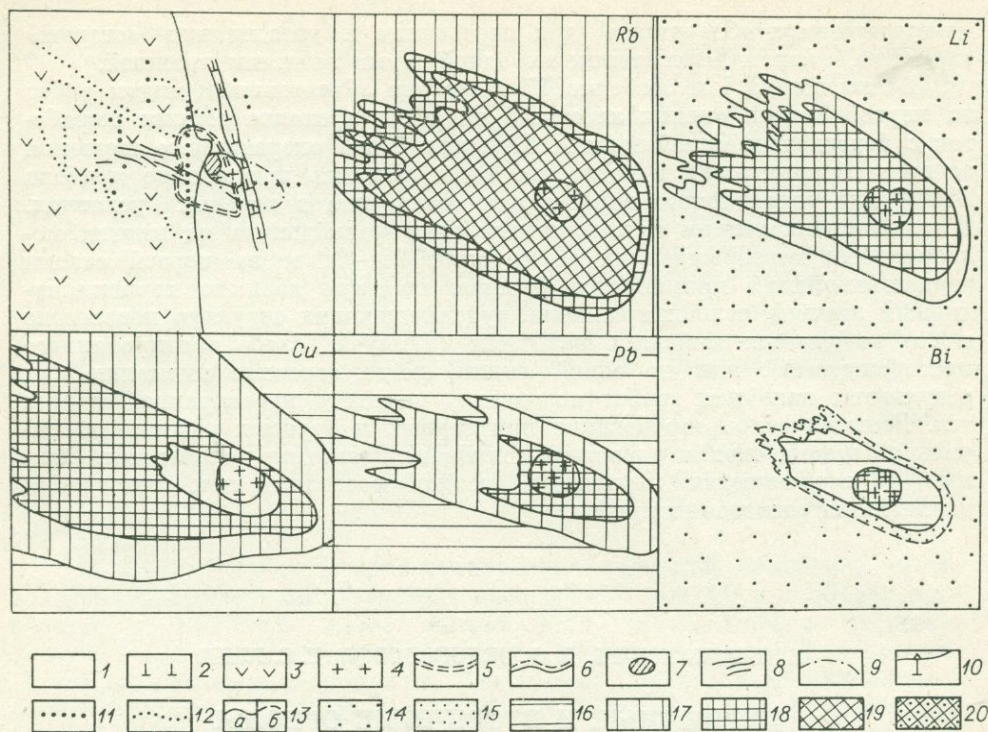


Рис. 1. Первичные ореолы рубидия, лития, меди, свинца, висмута на поверхности месторождения.

1 — хохюртовская эффузивно-осадочная свита; 2 — ультраосновные интрузивные породы; 3 — диориты и кварцевые диориты джидинского интрузивного комплекса; 4 — граниты и гранит-порфиры гуджирского интрузивного комплекса; 5 — контур молибденового штокерка; 6 — контур вольфрамового штокерка; 7 — молибденый штокерк; 8 — кварц-гюбнеритовые жилы; 9 — контур скрытого продолжения Первомайской интрузии; 10 — опробованные скважины на разрезе; 11 — скважины в плане; 12 — линии опробования эндогенных геохимических ореолов; 13 — границы концентрации в эндогенных ореолах (а — установленные, б — предполагаемые ввиду недостаточной изученности или низкой чувствительности анализа); 14—20 — содержания элементов в эндогенных ореолах (%); 14 —  $<1 \cdot 10^{-4}$ , 15 —  $1 - 9 \cdot 10^{-4}$ , 16 —  $1 - 2 \cdot 10^{-3}$ , 17 —  $3 - 9 \cdot 10^{-3}$ , 18 —  $1 - 9 \cdot 10^{-2}$ , 19 —  $1 - 9 \cdot 10^{-1}$ , 20 —  $>1$ .

Выделенные две группы месторождений отличаются и по ряду характеристик. Первая из них представлена мелкими месторождениями довольно простого минералогического состава, со слабо проявленными прерудными и околорудными метасоматическими изменениями. Месторождения второй группы являются чаще комплексными молибден-вольфрамовыми. Формирование их было длительным и многостадийным. Так, на Джидинском рудном поле, включающем в себя Первомайское молибденовое, Инкурское и Холтосонское вольфрамовые месторождения, выделено 15 стадий минерализации (Игнатович, 1969), на Булуктаевском месторождении — 8.

В интегральных ореолах геохимических полей месторождений выделяются составляющие магматического, пневматолитового и гидротермального этапов (Белоголовов и др., 1972). Они формируют ореолы рудных полей (ореолы первого порядка) и ореолы рудных тел и зон.

Ореолы первого порядка образованы прерудными процессами магматического и пневматолитового этапа. Они характеризуются широким спектром элементов и общей низкой контрастностью их содержаний. Повышенные концентрации отдельных элементов в пределах таких орео-

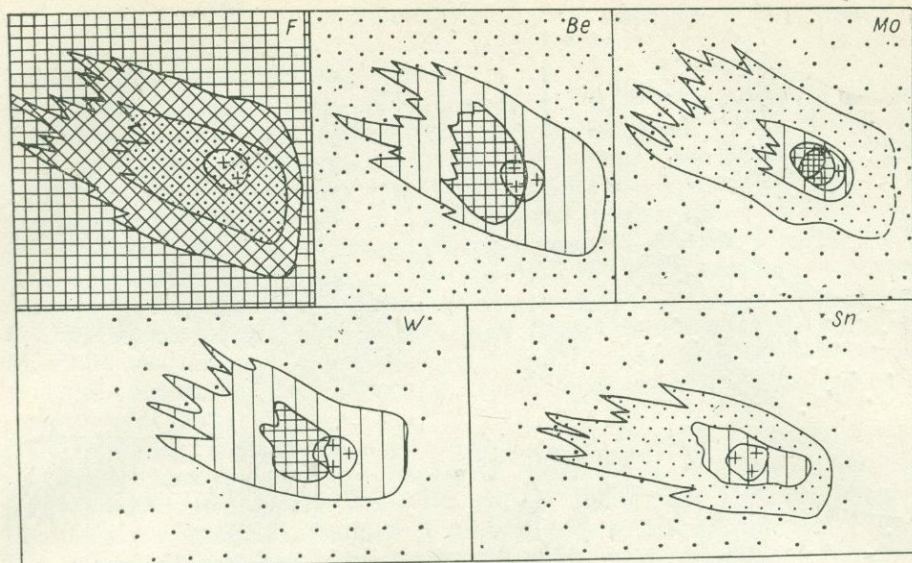


Рис. 2. Первичные ореолы фтора, бериллия, молибдена, вольфрама, олова на поверхности месторождения. Усл. обозн. см. на рис. 1.

лов обусловлены перераспределением и заимствованием элементов из вмещающих пород под воздействием рудообразующих растворов. В ореолах дорудного этапа зональность выражена недостаточно четко (по изученному комплексу элементов). Размеры их в 3—10 раз превосходят размеры площадей распространения промышленного оруденения и достигают 10—40 км<sup>2</sup> (Джидинское, Булуктаевское рудные поля).

Ореолы рудных тел и месторождений отличаются относительно ограниченным набором элементов, соответствующим составу самих руд, с весьма высокой контрастностью содержаний. В целом наблюдается прямая зависимость между параметрами первичных ореолов и рудных тел.

При телескопировании ореолов различных этапов формирования месторождения в образовавшемся суммарном ореоле рудных полей выделяется три зоны (рис. 1—4): внешняя, соответствующая в основном прерудному этапу (фтор, сера, рубидий, цезий), средняя — месторождению в целом (молибден, вольфрам, олово, бериллий, литий, цинк, свинец, медь, серебро, фтор) и внутренняя, соответствующая конкретным рудным эпицентрам (молибден, вольфрам, висмут, свинец, цинк, медь).

Ореолы первого порядка месторождений первой группы менее контрастны и на порядок меньше по размерам по сравнению с ореолами месторождений второй группы. В составе ореолов рудных тел месторождений молибденовой рудной формации отсутствуют висмут, олово, вольфрам, появляются аномальные точки мышьяка. Слабо выражены ореолы цинка, свинца, меди, серебра, представленные передко лишь отдельными аномальными точками. Ореолы фтора и редких щелочей также ослаблены и связаны в основном с прерудным этапом.

В гипергенных условиях при разрушении рудных тел и ореолов рассеянной минерализации происходит изменение состава, концентрации и соотношений элементов вплоть до полного исчезновения геохимических аномалий на поверхности склонов. Ослабление контрастности вторичных литохимических ореолов в гумусовом горизонте связано с выщелачиванием неустойчивых минералов в приповерхностной зоне коренных пород

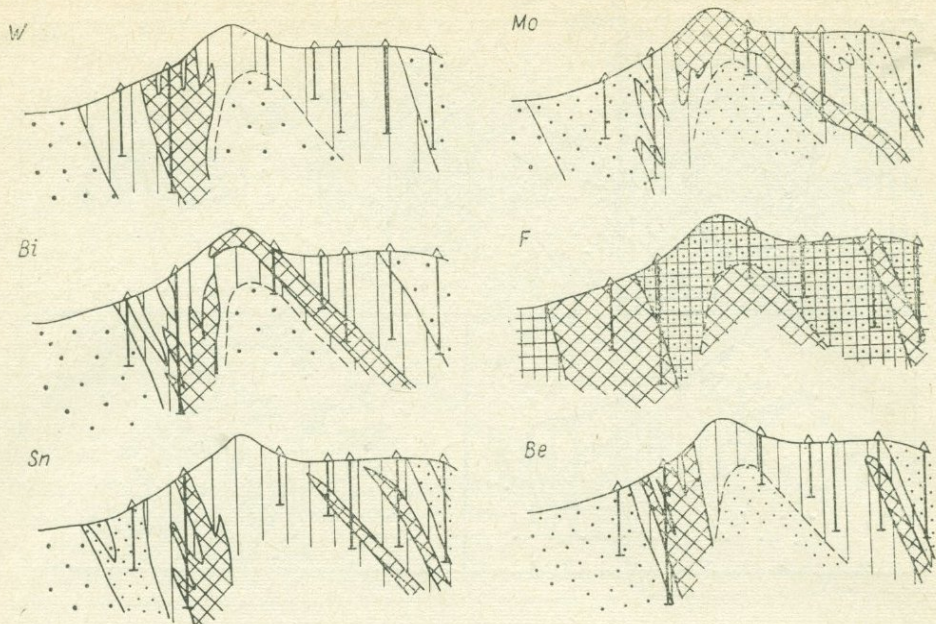


Рис. 3. Первичные ореолы вольфрама, молибдена, висмута, фтора, олова, бериллия в разрезе через Первомайскую интрузию. Усл. обозн. см. на рис. 1.

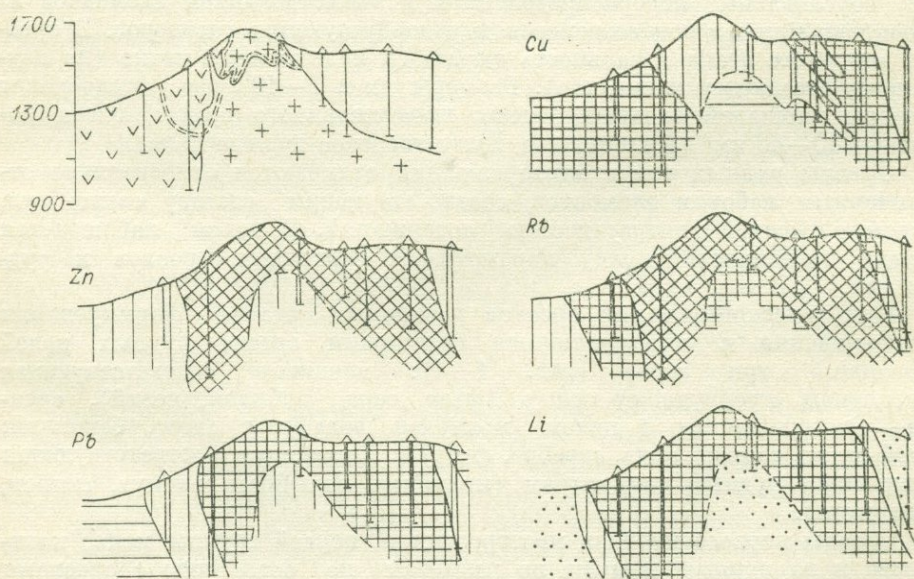


Рис. 4. Первичные ореолы меди, цинка, рубидия, свинца, лития в разрезе через Первомайскую интрузию. Усл. обозн. см. на рис. 1.

и в продуктах их разрушения, дифференциацией концентраций минералов различной устойчивости по фракциям рыхлых отложений, вымыванием из подпочвенного горизонта.

По характеру выхода в верхний слой склоновых отложений имеются открытые, полужакрытые и закрытые вторичные ореолы. Преобладают ослабленные ореолы с закрытыми эпицентрами, особенно в отношении подвижных элементов (молибден, цинк, медь). В целом изменение пер-

вичного ореола гипергенными процессами приводит к упрощению его элементного состава, понижению контрастности, разрыву сплошности и нивелированию его эпицентров.

Геохимическая изученность Джидинского района в целом недостаточна, хотя он покрыт крупномасштабной геологической съемкой, а на ряде площадей проведены детальные работы масштаба 1:25 000 и 1:10 000. Это обусловлено тем, что опробование проведено без учета ландшафтно-геохимических условий, иногда по разреженной сети и с недостаточным набором анализируемых элементов. Поэтому с 1977 г. начато геологическое доизучение масштаба 1:50 000 (включая и геохимическое) недостаточно опосредованных площадей, переоценка известных молибденовых проявлений и геохимических аномалий. Решение этих задач осуществляется с учетом ландшафтно-геоморфологических условий ведения геохимических поисков, а также особенностей первичных и вторичных ореолов.

Примером выявления в последние годы геохимическими поисками промышленного оруденения является открытие в 9-й пятилетке Мало-Ойногорского месторождения. Оно обнаружено при проверке ореолов молибдена, вольфрама, свинца и цинка, выделенных поисками 1:25 000. На первой стадии изучения месторождения было проведено геохимическое опробование масштаба 1:10 000 по сети  $100 \times 20$  м с отбором проб с глубины 0,2—0,4 м, а также биогеохимическое опробование на закрытых ландшафтах (подножия склонов, долины речек, распадки, северные склоны, охваченные мерзлотой). Этими работами были выявлены ореолы молибдена, вольфрама, свинца, цинка и мышьяка. Ореолы молибдена выделены с минимально-аномальным содержанием 0,001%. В пределах их располагаются небольшие участки или одиночные пробы с содержанием молибдена от 0,002 до 0,006%.

Вторичные литохимические ореолы сопровождают рудные тела, но по площади значительно их превышают. При этом наиболее высокие содержания фиксируются вблизи рудных тел.

Применение биогеохимического метода не дало положительных результатов. При проверке 20 биогеохимических аномалий молибдена, вольфрама, меди, висмута, цинка во всех случаях рудные источники аномалий не выявлены. В ряде случаев биогеохимические аномалии не воспроизводились при повторном более детальном опробовании. Следует, однако, иметь в виду, что неудача в проведении биогеохимических поисков, возможно, была связана с непредставительностью отбиранных проб — молодых побегов веток кедра, березы, ольхи, лиственницы и других деревьев. По данным А. Л. Ковалевского (Ковалевский, 1975), эти части деревьев являются неинформативными биообъектами при биогеохимических поисках молибдена. По его мнению, наиболее информативны различные травянистые растения. По нашим данным, полученным в результате опытно-методических работ на Новопавловском и Харитоновском молибденовых месторождениях, доказана достаточная информативность опробования по коре сосны (см. с. 93—96 в наст. сб.).

Из опыта геохимических работ в Джидинском и других районах следует, что в различных по условиям ведения поисков категориях местности (склоны разной экспозиции, части склонов по типу и мощности рыхлых отложений) необходимо применять разные методы, обеспечивающие представительность опробования. В открытых ландшафтах (за исключением склонов северной экспозиции, охваченных многолетней мерзлотой) рекомендуется обычное литохимическое опробование с глубины 0,1—0,3 м, в полузакрытых и закрытых — глубинное опробование, а также биогеохимическое (с отбором проб по информативным биообъектам). На склонах северной экспозиции, где из-за многолетней мерзлоты отбор литохимических проб затруднен, рекомендуется вести биогеохимическое опробование.

## ОСОБЕННОСТИ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ МОЛИБДЕНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Молибденовое месторождение находится в Джидинском рудном районе, являющемся частью Селенгино-Витимской структурно-фациальной зоны. В общей структуре района месторождение расположено на юго-западном крыле антиклинальной структуры, в пределах Джидотской долгоживущей тектонической зоны северо-западного простирания. Наличие линейной тектонической структуры оказало влияние на формирование штокверка, его общую морфологию и локализацию рудных тел.

В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные породы хохюртовской свиты, которые прорваны интрузивами гипербазитов, гранитоидов палеозойского возраста и телами мезозойских гранит-порфиров. Вулканогенно-осадочные образования представлены в основном плагиоклазовыми и андезитовыми порфиритами и пачкой переслаивающихся известняков, кремнистых пород с прослоями кремнисто-слюдистых пара- и ортосланцев. В экзоконтакте гранит-порфиров порфириты подвергнуты значительному ороговикованию и биотитизации, а кремнистые породы местами преобразованы в кварциты. Простирание вмещающих пород северо-западное ( $320-330^\circ$ ) с падением на юго-запад под углом  $60-70^\circ$ .

Месторождение представляет собой линейно-вытянутый в северо-западном направлении штокверк протяженностью 1,5 км и шириной 150—450 м. На северном участке месторождения он вскрыт на глубину 300 м от поверхности, где отчетливо отмечается его выклинивание. На южном участке штокверк без заметных признаков сужения прослежен на глубину 500 м. Характерной особенностью штокверка является то, что наибольшее свое развитие он получил в экзоконтактах гранит-порфиров.

Рудные тела морфологически представляют собой обогащенные молибденитом зоны прожилково-вкрапленной минерализации мощностью от 2—3 до 80 м и протяженностью от 200—300 до 800 м. Четких границ рудные тела не имеют и выделяются по данным опробования. Локализованы они в ранее образованных зонах повышенной трещиноватости, что в значительной степени обусловило их морфологию. Простирание рудных тел согласное с общим направлением штокверка.

Руды месторождения характеризуются довольно простым минеральным составом. Наибольшее распространение получили молибденит, пирит, пирротин, меньшее — магнетит, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, шеелит, галенит, берилл. Жильные минералы — кварц и карбонаты. Рудные тела сопровождаются первичными ореолами следующих элементов: Mo, W, Cu, F, Pb, Zn, Ag, B, As, Li, Bi, Ni, Co и др.

Особенности геохимических ореолов и прожилковых образований рассматриваются на примере разреза южного участка месторождения (рис. 1, 2). Одной из причин выбора этого участка в качестве эталонного явилось то, что здесь наиболее отчетливо выражены надрудные интервалы, а основное оруденение начинается с глубины 100—150 м.

Геохимический фон и аномальные концентрации во вмещающих породах месторождения определялись способом построения спрямленного графика накопленной частоты наблюдаемых значений на вероятностном трафарете Разумовского. Значения изоконцентраций при построении ореолов отвечали, как правило, 1; 5 и 15% уровням значимости соответствующие вероятности — 99; 95 и 84,3%. Повсюду учитывался локальный фон элементов.

Молибден образует контрастные ореолы ( $10-200 \times 10^{-3}\%$ ), обычно повторяющие морфологию рудных тел. Ширина их колеблется от 1,5—2 до десятков метров. В случаях сближенных рудных тел ореолы сливаются, образуя общий ореол шириной несколько десятков и первые сотни метров. Иногда рудные тела разделены прослоями слабо оруденелых пород мощностью до 60 м. Особенностью ореолов Мо является отсутствие прямой зависимости их параметров от мощности рудных тел. Это, вероятно, связано с тем, что рудные тела и ореолы представляют собой единую рудную зону и различаются лишь плотностью рудоносных прожилков. Выше рудных тел ореолы Мо прослежены на расстояние более 100 м.

Ореолы вольфрама представляют собой линейно-вытянутые полосы шириной от 2—3 до 35—40 м. Иногда они сливаются и образуют довольно широкий ореол порядка 80—90 м. Общая протяженность ореолов по восстанию составляет в среднем 160—180 м. В отдельных участках они прослежены свыше 200 м. Располагаются ореолы W как на уровне рудных тел, так и смещаются в надрудный интервал. Наиболее высокие концентрации ( $20-100 \times 10^{-3}\%$ ) больше тяготеют к надрудному интервалу.

Медь образует контрастные ореолы ( $10-100 \times 10^{-3}\%$ ). Ширина их колеблется от 2—5 до нескольких десятков метров. По восстанию ореолы Cu прослежены на 150—300 м. С глубиной они полностью выклиниваются. Относительно высокие концентрации ( $60-100 \times 10^{-3}\%$ ), как правило, смещены в надрудные интервалы.

Фтор (см. рис. 1) на месторождении образует значительные по контрастности и ширине ореолы. В одних случаях участки с высокими содержаниями этого элемента совмещаются с ореолами Мо, в других — с участками высоких концентраций W и Cu. С глубиной ореолы F имеют тенденцию к выклиниванию.

Бериллий в целом для месторождения имеет ограниченное распространение. Он образует узкие линейно-вытянутые зоны повышенных концентраций, приуроченные в основном к уровню рудных тел с незначительным смещением в верхние горизонты разреза. Надо отметить, что повышенные концентрации Be ( $0,8-3 \times 10^{-3}\%$ ) располагаются чаще всего в экзоконтакте гранит-порфиров; низкие его содержания ( $0,3-0,6 \times 10^{-3}\%$ ) отмечены, кроме вмещающих пород, и в апикальных частях гранит-порфиров.

Свинец, цинк и серебро образуют ореолы, имеющие много общих черт и тесно связанные между собой. Как правило, эти ореолы совмещаются и представляют собой линейно-вытянутые полосы шириной от 1—2 до нескольких десятков метров. Больше всего ореолы данных элементов распространены в гранит-порфирах, меньше в кремнистых породах и порфиритах. По восстанию описываемые ореолы частично разделяются. На нижних горизонтах отмечены главным образом ореолы Pb, Zn и частично Ag, на верхних гипсометрических уровнях фиксируются широкие ореолы Ag, частично Zn, а ореолы Pb очень слабые. По восстанию ореолы всех трех элементов прослежены на 200—300 м.

Ореолы мышьяка и висмута представляют собой узкие полосы шириной от 2 до 10 м. По восстанию ореолы этих элементов зафиксированы как на уровне рудных тел, так и в верхних и нижних их частях, но больше всего высокие концентрации этих элементов тяготеют к нижним горизонтам разреза. Иногда Bi образует довольно широкие ореолы низких концентраций ( $0,2-0,6 \times 10^{-3}\%$ ), располагающиеся в основном в участках максимального развития оруденения.

Олово, как и бериллий, имеет незначительное распространение. Ореолы, как правило, не контрастные, с весьма низкими концентрациями ( $0,5-0,8 \times 10^{-3}\%$ ). Редко встречаются зонки с содержанием Sn  $1-3 \times 10^{-3}\%$ . По восстанию ореолы этого элемента располагаются в ос-



новном на нижних горизонтах разреза и смещаются на уровень рудных тел.

Бор образует довольно контрастные (3—30×10<sup>-3</sup>%) ореолы. Мощность их колеблется от первых метров до нескольких десятков. Участки повышенных концентраций больше всего располагаются в гранит-порфирах, низких — смещены в их экзоконтакты. По отношению к рудным телам ореолы В располагаются на нижних горизонтах разреза.

Литий образует относительно слабые ореолы, представляющие собой линейно-вытянутые зоны, мощность которых колеблется от первых метров до нескольких десятков. Располагаются они на уровне рудных тел и нижних горизонтах разреза.

Марганец, никель и кобальт имеют широкие ореолы, но концентрации этих элементов в них довольно низкие. Ширина ореолов колеблется от десятков метров до первых сотен. Участки повышенных концентраций этих элементов расположены на верхних горизонтах разреза.

Как видно из характеристики ореолов (см. рис. 1, 2), распределение участков с повышенными концентрациями элементов по отношению к рудным телам различно. По характеру распределения в вертикальном разрезе они разделяются на три большие группы.

Ореолы W, Cu (Ag, F)\*, Ni, Co, Mn (первая группа) располагаются в основном на верхних горизонтах разреза. Во вторую группу входят ореолы Be (F, Li, Sn), которые приурочиваются к средним гипсометрическим уровням (уровень рудных тел). Ореолы Pb, Zn, (Ag), As, Bi, В, (Li, Sn) (третья группа) тяготеют к нижним горизонтам разреза. Такое неоднозначное поведение элементов в пространстве зависит, по-видимому, от стадийности рудного процесса. Установлено, что рудный процесс на месторождении представлен тремя стадиями минерализации (Петровская и др., 1974). Каждой стадии минерализации соответствует определенный набор элементов.

Обработка результатов приближенно-количественного спектрального анализа элементов на ЭВМ методом многомерных полей (Евдокимова, 1978) позволила выявить сложность зонального строения ореолов элементов и разобраться в некоторых закономерностях их строения (рис. 3 и 4, табл. 1). Как видно, в результате машинной обработки получено 24 класса элементов. По иерархическим рядам КК (коэффициентов контрастности) и величинам соотношений КК («весов» элементов) в классах выделились пять главных элементов, характерных для геохимических ореолов: Mo, W, Cu, Pb и Ag. КК этих элементов колеблется от 10 до 200. Относительно малые значения контрастности (от 3 до 7) имеют Zn, В, Li и As. Остальные изучавшиеся элементы (Be, Sn, Ni, Co, V и Mn) встречаются в слабоаномальных концентрациях с КК от 1 до 2.

Каждый геохимический класс имеет определенное сочетание элементов, которые выстраиваются в ряд согласно убыванию КК и «веса» элемента. Сочетания элементов в классе могут быть различными и объединять в себе элементы, ореолы которых отвечают всем трем выделенным группам. По величине процентного соотношения КК («весов») в иерархическом ряду условно выделяются главные элементы, по которым и

\* Элементы, заключенные в круглые скобки, ведут себя в разрезе неоднозначно.

Рис. 1. Первичные геохимические ореолы химических элементов.

1 — гранит-порфиры; 2 — порфириты; 3 — кремнистые породы; 4 — известняки; 5 — ортосланцы по эффузивно-кремнистым породам; 6 — сланцы кремнистые, кремнисто-слоистые; 7 — скарны, участки скарнирования пород; 8 — дайки сиенито-диоритов; 9 — тектонические нарушения; 10 — скважины, каналы; 11—13 — содержания элементов (n·10<sup>-3</sup>%) (11 — молибден ≥ 10, вольфрам ≥ 3, медь ≥ 20, фтор ≥ 200, бериллий ≥ 0,3, свинец ≥ 4, цинк ≥ 10; 12 — молибден ≥ 40, вольфрам ≥ 20, медь ≥ 30, фтор ≥ 400, бериллий ≥ 1, свинец ≥ 20, цинк ≥ 30; 13 — молибден ≥ 80, вольфрам ≥ 60, медь ≥ 60, фтор ≥ 600, свинец ≥ 80, цинк ≥ 100).

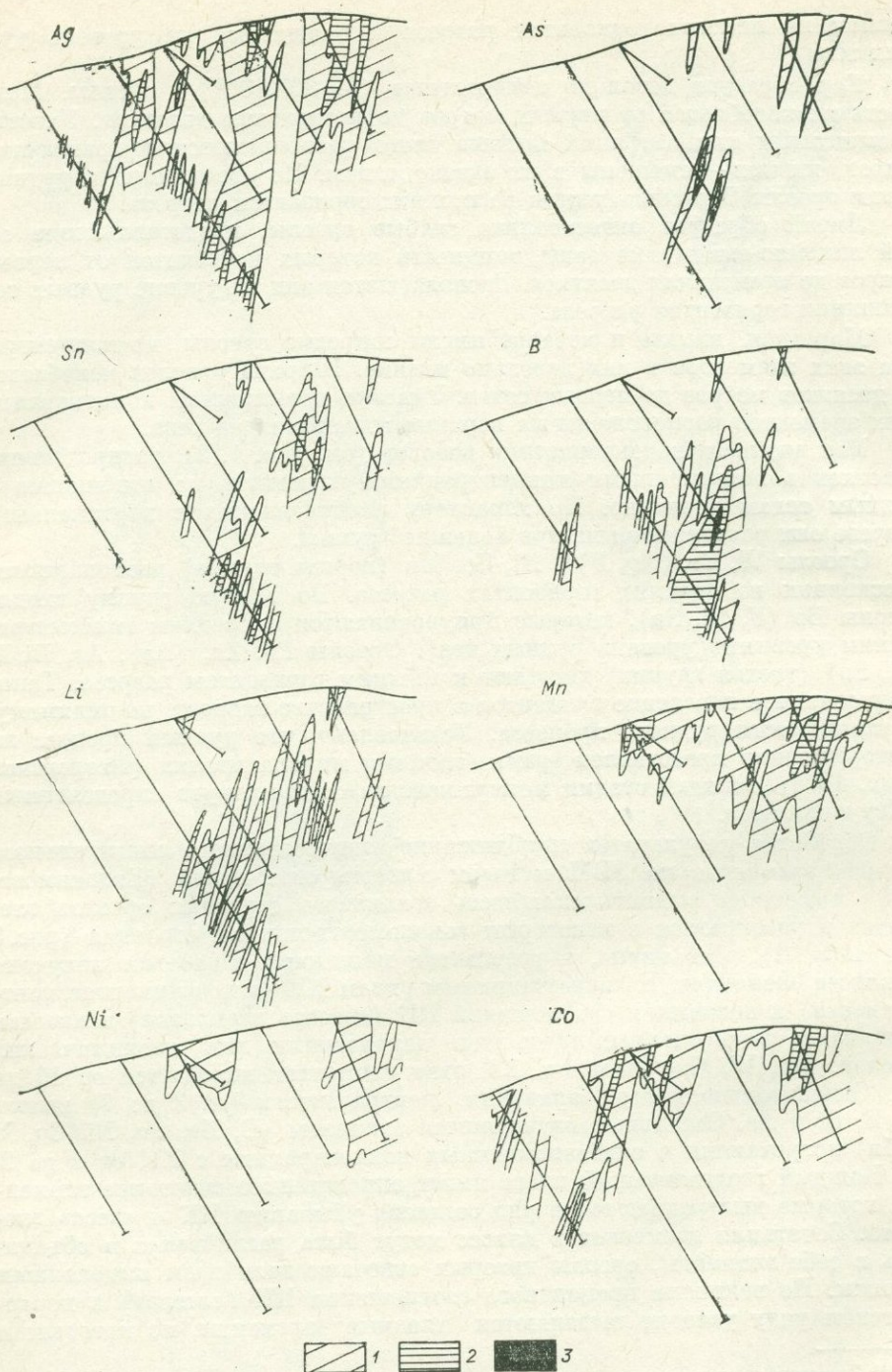


Рис. 2. Первичные геохимические ореолы химических элементов.

1-3 — содержания элементов ( $n \cdot 10^{-3}\%$ ) (1 — серебро  $\geq 0,01$ , мышьяк  $\geq 4$ , олово  $\geq 0,5$ , бор  $\geq 1$ , литий  $\geq 10$ , никель  $\geq 5$ , кобальт  $\geq 2$ , марганец 100; 2 — серебро  $\geq 0,06$ , мышьяк  $\geq 20$ , олово  $\geq 1$ , бор  $\geq 3$ , литий  $\geq 20$ , никель  $\geq 10$ , кобальт  $\geq 5$ , марганец  $\geq 300$ , 3 — бор  $\geq 10$ ).

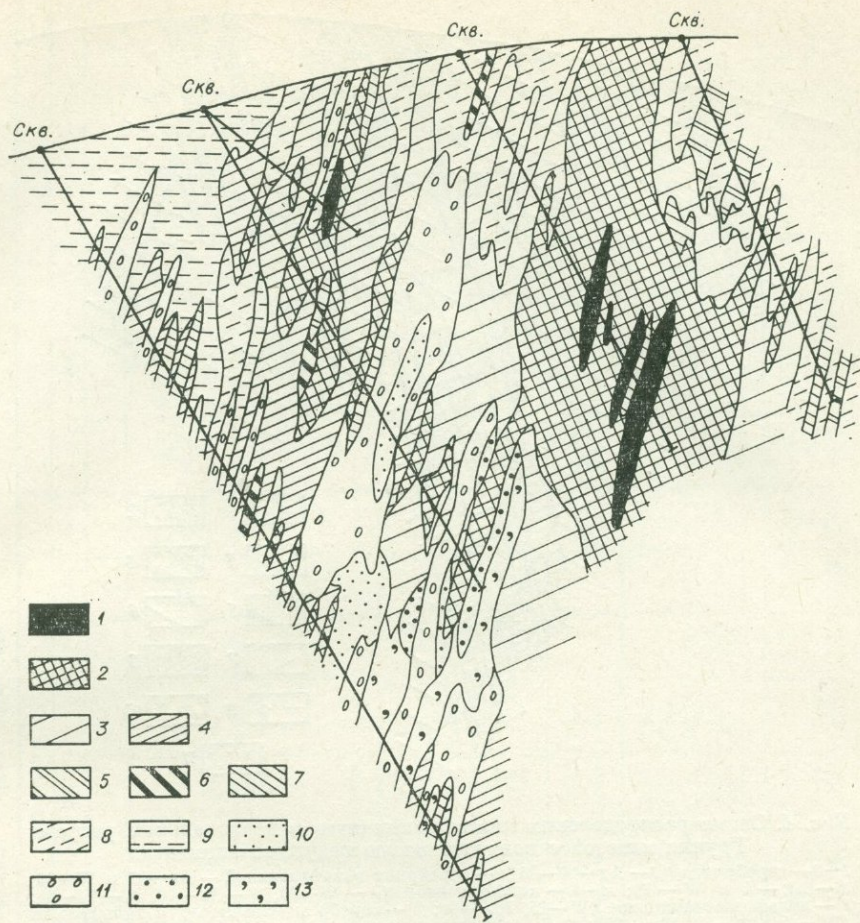


Рис. 3. Схема распределения классов элементов в вертикальном разрезе. Группа классов с контрастностью ведущего элемента.

1-4 — молибденовая (1 — Mo — 100, 2 — Mo — 30-50, 3 — Mo — 20-30, 4 — Mo — 4-10);  
 5, 6 — вольфрамовая (5 — W — 60-70, 6 — W — 30-35); 7-9 — молибден-вольфрамовая  
 (7 — Mo — 43 и W — 17, 8 — Mo — 12 и W — 6, 9 — Mo — 5 и W — 5); 10-11 — свинцовая  
 (10 — Pb — 20-300, 11 — Pb — 30-90); молибден-свинцовая (12 — Mo — 20-45, Pb — 15-  
 25); молибден-свинцовая с бором, серебром (13 — Mo — 16, Pb — 8, B — 6, Ag — 4-6).

происходит название выделенного ряда. В том случае, когда в нескольких классах порядок главных элементов в ряду сохраняется, геохимические классы объединялись в одну большую группу классов.

Таким образом, нами было выделено шесть групп элементов, которые приводятся ниже (без скобок — главные элементы; в прямых скобках — второстепенные; в круглых скобках — элементы, поведение которых в разрезе неоднозначно):

1. W —/(Cu, Mo) — Ag — Zn — Co — Be — (Mn, Sn, Ni)/
2. Mo — W —/Cu — Ag — (Pb, B) — (Co, Sn, Ni)/
3. Mo —/W — Cu — (Ag, Pb) — (Li, Be, Sn)/
4. Mo — Pb —/Ag — (W, Cu) — (As, B, Li) — Bi/
5. Pb — Mo —/(Ag, W, Cu) — Bi — (Zn, B) — (Li, Sn)/
6. Mo — Pb — B —/Ag — (W, Zn)/

Первая группа классов — вольфрамовая. Главная роль по значениям КК принадлежит W, который в вертикальном разрезе занимает наиболее высокое положение.

Зона, представленная 2-й группой классов (вольфрам-молибденовая), оконтуривает предыдущую зону снизу. В ней контрастность W несколько ниже, чем Mo, но незначительно.

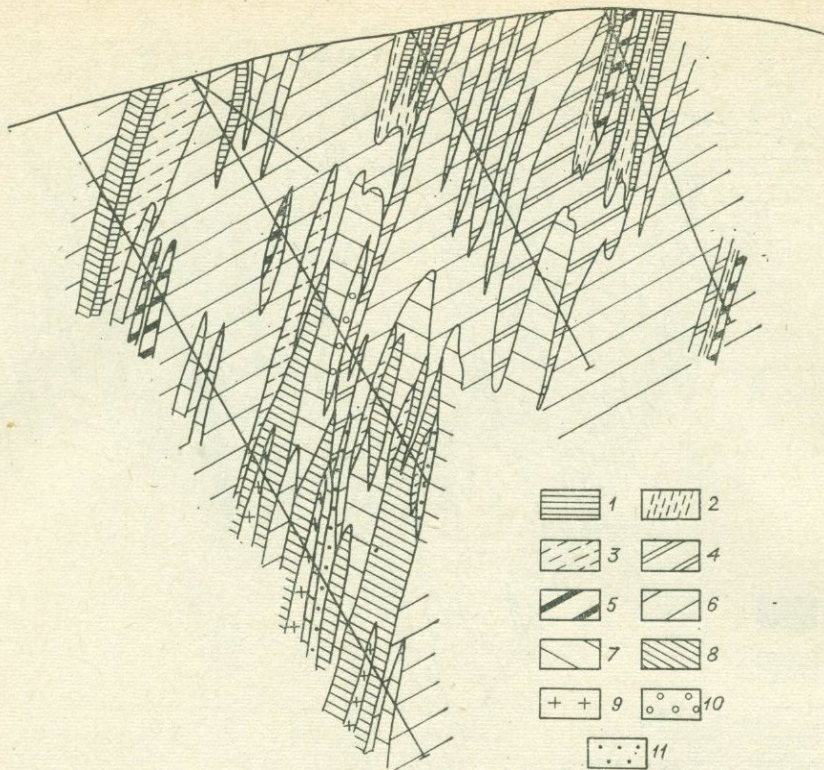


Рис. 4. Схема распределения классов элементов в вертикальном разрезе.

Группа классов с контрастностью ведущего элемента.

1—3— серебряная (1— Ag—10—20, 2— серебряно-вольфрамовый — Ag—12 и W—20, 3— Ag—4 и W—7); 4—6— вольфрамовая (4— W—30, 5— W—10, 6— W—6); 7— вольфрам-свинцовая (W—15, Pb—40); 8— серебряно-свинцовая с вольфрамом (W—5, Ag—8, Pb—20); 9— серебряно-свинцовая (Ag—15, Pb—60); 10— свинцовая (Pb—200); 11— боровая (B—15).

Третья группа классов — молибденовая. Здесь наблюдается резкое преобладание контрастности Mo по отношению к КК других элементов. Геохимическое поле, охарактеризованное этой ассоциацией элементов, занимает центральное положение в разрезе и соответствует уровню рудных тел.

В четвертой группе (молибден-свинцовой) наблюдается уменьшение контрастности Mo и увеличения КК Pb.

Пятая группа — свинцовая. Ведущая роль в этой группе классов принадлежит Pb, где коэффициент контрастности его колеблется от 20 до 300.

В последней группе (бор-свинец-молибденовой), наряду с высокими содержаниями Mo и Pb, резко повышается контрастность B. Геохимические поля элементов, представленные группами классов 4, 5 и 6, в разрезе ведут себя различно: то фиксируются на средних горизонтах (уровень рудных тел), то смещаются на нижние.

Некоторая закономерность отмечена в распределении и низкоконтрастных элементов. Так, для первых двух групп классов характерно появление таких элементов, как Ni, Co, Mn, иногда Zn. В зоне, представленной группой 3, характеризующей уровень рудных тел, эти элементы не отмечены. А в зонах 4—6-й групп классов, отвечающих нижним горизонтам разреза, наряду с ведущими элементами отмечены повышенные содержания Bi, B, As, Zn.

Таблица 1

## Параметры классов рудных элементов

Группа классов	Класс	Элементы																				
		Mo			W			Cu			Pb			Zn			Ag			B		
		1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3			
1	3	11,7	23,3	2,5	66,7	66,7	94,3	11,3	56,6	2,3				2,1	10,6	0,02	5,9	0,017	0,6			
	2	10,5	20,9	9,4	34,7	34,7	33,6	11,3	56,6	10,2				2,8	14,0	2,8	6,7	0,02	5,7			
	22	10,7	21,3	9,6	30,0	30,0	29	8,2	40,7	7,1	3,0	2,9	1,9				4,1	0,012	3,1			
2	6	43,3	86,6	71,5	17,3	17,3	12,3	5,3	26,6	0,7	3,5	3,5	0,3				2,0	0,006	0,05			
	19	5,2	10,3	45	5,5	5,5	34	3,1	15,3	6	2,6	2,6	5,1	2,0	10,1	0,8	3,0	0,009	4			
	4	12,0	25,7	74,7	6,3	6,3	10,8	5,9	29,7	8,0							4,5	0,01	3,7			
	11	9,5	19,0	23,7	3,6	3,6	1,6	3,1	15,3	0,9							2,8	0,008	0,6			
	23	9,9	19,7	5,3	5,5	5,5	1,2	2,2	11,1	0,08	2,0	1,9	0,02									
3	7	100	200	99	6,6	6,6	0,3	4,6	23,2	0,13	2,6	2,6	0,26				2,3	0,006	0,02			
	4	47,2	94,4	97	6,9	6,9	1,6	4,4	21,8	0,5	2,5	2,5	0,09				3,0	0,009	0,17			
	13	49,2	98,4	93,3	5,0	5,0	0,6	3,2	16,0	0,18	2,6	2,6	0,09				2,7	0,008	0,09			
	12	31,7	63,3	80,8	4,5	4,5	1,1	3,1	15,4	0,35	3,8	3,8	0,6				2,7	0,008	0,25			
	24	43,0	86,0	52,8	7,9	7,9	1,3	3,3	16,6	0,17	6,3	6,3	0,8									
	21	22,5	45,0	86,6	6,0	6,0	5,1	5,5	27,5	3,3	3,8	3,8	1,1				4,8	0,01	2,3	2,0	2,0	0,06
4	14	45	90	68,4	7,7	7,7	1,8	5,2	26,0	0,6	23,3	23,3	17,7				5,5	0,016	0,5			
	26	19,1	38,2	39,7	8,1	8,1	7,1	4,3	21,3	0,5	14,2	14,2	24,8				10,0	0,03	1,6	5,1	5,1	1,0
5	29	36,7	73,3	1,1	6,7	6,6	0,03	6,7	33,3	0,03	333	333	98,5									
	28	22,3	44,5	1,1	5,0	5,0	0,04	5,5	27,5	0,05	200	200	97,9				4,8	0,014	0,03	3,3	3,3	0,009
	25	17,5	35,0	3,3	4,5	4,5	0,16	2,8	14,1	0,05	85,6	85,5	94,2	5,0	25,2	0,2	6,3	0,019	0,3	3,4	3,4	0,07
	15	13,9	27,9	12,9	4,3	4,3	3,3	3,1	15,6	2,1	32,6	32,6	31,6	2,3	11,7	1,3	4,7	0,014	3,6	2,4	2,4	1,2
	16	23,3	46,6	13,9	5,3	5,3	0,8	2,9	14,6	0,18	36,7	36,7	58,3	5,1	25,3	0,9	26,7	0,8	24,2			
6	17	17,5	35,0	37,3	2,7	2,6	2,7				8,0	8,0	6,3	2,2	10,8	17,7	4,0	0,012	1,1	5,5	5,5	2,6
	18	16,1	32,2	15,1	2,9	2,9	1,8				3,3	3,3	2,3				3,3	0,009	2,2	4,2	4,2	3,2
	20	13,0	26,0	38,4	5,0	5,0	4,2				8,4	8,4	14,6	2,7	13,6	0,6	6,0	0,018	7,1	7,2	7,2	10,0



Второе решение, выполненное без учета высококонтрастных элементов (в данном случае Mo, см. рис. 4), позволило более отчетливо проследить смену одних элементов ассоциаций другими. Так, на нижних горизонтах разреза выделяются группы классов (серебряно-свинцовая, свинцовая и боровая), где главная роль принадлежит Pb и В. На верхних горизонтах разреза эти ассоциации элементов сменяются на классы, где ведущее значение занимают такие элементы, как W, Cu и Ag.

Таким образом, распределение геохимических классов в вертикальном разрезе, приуроченность вольфрамовой группы классов к верхним горизонтам по отношению к главной молибденовой группе, а свинцовой группы — к нижним горизонтам, в полной мере отражает поведение ореолов элементов в данном разрезе.

Так же, как это уже отмечалось в отношении отдельных элементов, можно полагать, что в распределении геохимических классов находит отражение стадийность рудного процесса и сложность распределения минерализации отдельных стадий, т. е. выделенные группы классов элементов отвечают стадийности, установленной на месторождении. Отсюда можно сделать вывод, что Pb, Zn, В, As, Sn нельзя использовать как прямые элементы-индикаторы молибденового оруденения, так как они отвечают более поздней полиметаллической стадии, и их ореолы являются наложенными.

При анализе распределения элементов необходимо подчеркнуть следующее. При рассмотрении деталей структуры ореолов иногда наблюдаются некоторые противоречия в характере распределения элементов: так, площади разных геохимических классов перекрывают друг друга или ореолы W иногда располагаются на более низкой гипсометрической отметке, чем Mo. Такие противоречия в распределении элементов, возможно, характеризуют пространственное совмещение разностадийной минерализации. Появление на верхних горизонтах разреза Co и Ni (несколько несвойственных молибденовому и вольфрамовому оруденению) также нарушает общие закономерности и усложняет картину зональности.

Таким образом, интерпретация геохимических классов дает основание предложить следующий ряд зональности (снизу вверх):

Mo — W(Be, F) — Cu — (F, Ag).

Для объяснения особенностей ореолов и их зональности на месторождении было проведено изучение прожилков. Расчлененность рельефа в совокупности с буровыми скважинами позволили проследить рудную минерализацию на глубину примерно 500 м.

В основу методики изучения размещения прожилков был положен принцип регистрации частоты встречаемости прожилков определенных минеральных ассоциаций на различных гипсометрических уровнях\*. Одна точка плотности прожилков отвечает 10-метровому интервалу керна. В подсчет включались все минеральные ассоциации прожилков. Вкрапленная минерализация была исключена из подсчетов, так как визуально их регистрация не всегда является надежной.

По минеральным и структурным взаимоотношениям прожилки можно разделить на четыре группы, каждая из которых отвечает определенной стадии минералообразования (табл. 2): I — дорудной; II — кварц-молибденитовой; III — редкометальной; IV — карбонатно-полиметаллической.

К I группе относятся эпидотовые, кварц-эпидотовые с актинолитом, кварц-полевошпатовые с амфиболом и пироксеном, кварцевые безрудные прожилки. Прожилковые образования в ассоциации с эпидотом встреча-

\* При подсчетах частично была использована документация керна скважин комплексной геологоразведочной партии.

Схема распределения прожилковых образований по горизонтам

Группа	Состав прожилков	Горизонт									
		1350	1300	1250	1200	1150	1100	1050	1000	950	900
I	Эпидотовые, кварц-эпидотовые, кварц-амфиболовые, кварц-актинолитовые, кварц-полевошпатовые с амфиболом и пироксеном		□□□	□□□	××××	××××	□□□				
	Кварцевые безрудные		□□□			□□□	××××	□□□	□□□		
II	Молибденитовые «сухие»				□□□	□□□		□□□	□□□	××××	
	Кварц-молибденитовые				□□□	□□□	××××	××××	××××	■	■
	Кварц-молибденит-пирротиновые, кварц-молибденит-пирит-пирротиновые			□□□	■	■	××××				
	Кварц-молибденит-пиритовые	□□□	××××	××××	□□□						
	Кварц-молибденит-пирит-пирротин-халькопиритовые	□□□	××××	××××	□□□	□□□					
	Кварц-пиритовые, кварц-пирит-пирротиновые, кварцевые с пиритом, пирротином и халькопиритом	■	××××	□□□	□□□						
III	Кварцевые с пиритом, пирротином, шеселитом, бериллом, молибденитом и флюоритом	□□□	××××	××××	××××	□□□	□□□				
IV	Кварц-карбонатные с пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом и арсенопиритом (кварц-сульфидные)			□□□	□□□	××××	□□□	××××			

Примечание. Плотность прожилков на 1 м: ■ 3—5; ×××× 0,5—1; □□□ 0,1—0,4.

ются в основном в порфиритах. Приурочены они чаще всего к наиболее измененным породам в экзоконтакте гранит-порфиров и участкам повышенной трещиноватости.

Кварцевые безрудные прожилки отмечены в апикальной и экзоконтактовой зоне гранитов. Наибольшего распространения, как и эпидотовые, кварцевые безрудные прожилки получили на северном участке.

Прожилки III группы с шеелитом, флюоритом и бериллом широко развиты на южном участке месторождения, в порфиритах и ортосланцах.

Несколько иное поведение прожилков IV группы кварц-сульфидного и карбонатного состава. Карбонатные прожилки развиты довольно широко в пределах всего месторождения и располагаются они в основном на уровне рудных тел. Лишь на северном участке месторождения отмечена тенденция смещения их в надрудные интервалы. Кварц-сульфидные прожилки отмечены больше в гранит-порфирах, кремнистых породах, реже в порфиритах. Развиты они на флангах рудной зоны, меньше — в ее центральной части.

Наиболее четкое распределение имеют прожилки II группы. Можно проследить, как прожилки одной минеральной ассоциации постепенно сменяются прожилками другой. Как правило, прожилки кварц-молибденитового и молибденитового состава занимают более низкое положение относительно кварц-молибденит-пирит-пирротинового и кварц-молибденит-пиритового состава. Прожилки кварц-пиритового, кварц-пирит-пирротинового и кварц-пирит-пирротинового с халькопиритом состава располагаются в основном на верхних гипсометрических уровнях. Встречаются они чаще всего в порфиритах, кремнистых породах и ортосланцах, меньше в гранит-порфирах. В целом на месторождении для этого типа прожилков характерно их смещение от центра рудной зоны на периферию, в сторону лежащего и всякого боков. Это хорошо видно на рис. 5, где показаны графики распределения кварц-молибденитовых и сульфидных прожилков для южного и северного участков месторождения. Видно, что на южном участке месторождения на верхних горизонтах разреза отмечено максимальное увеличение плотности прожилков кварц-пиритового, кварц-пирит-пирротинового, кварц-пирит-пирротин-халькопиритового состава и резкое уменьшение плотности кварц-молибденитовых прожилков. На нижних горизонтах мы видим обратную картину.

На северном участке кварц-молибденитовые прожилки на нижних горизонтах полностью выклиниваются, на средних — их плотность достигает максимума, а на верхних — количество их снова начинает уменьшаться. Обратная картина наблюдается для кварцевых с пиритом, пирротином и халькопиритом прожилков. Максимумы этого состава прожилков отмечены на нижних и верхних горизонтах разреза, а на средних, где наблюдается наибольшая плотность кварц-молибденитовых прожилков, количество их уменьшается до минимума.

Таким образом, наибольшее развитие и их закономерное распределение в пространстве получили прожилки II и III групп. Смена минеральных ассоциаций прожилков выглядит следующим образом (снизу вверх):

- 1) кварц-молибденитовые, молибденитовые; 2) кварц-молибденитовые с пиритом и пирротинном; 3) кварцевые прожилки с молибденитом, шеелитом, флюоритом, бериллом и пиритом; 4) кварц-молибденитовые с пиритом, пирротинном и халькопиритом; 5) кварцевые с пиритом, пирротинном и халькопиритом.

Выявленная минеральная зональность очень тесно увязывается с зональным строением эндогенных ореолов. Например, максимальной плотности кварц-пирит-пирротинных с халькопиритом прожилков отвечает развитие широких ореолов Cu. Положение редкометалльных прожилков отвечает развитию ореолов F, Be и W. В местах максимальной плотности

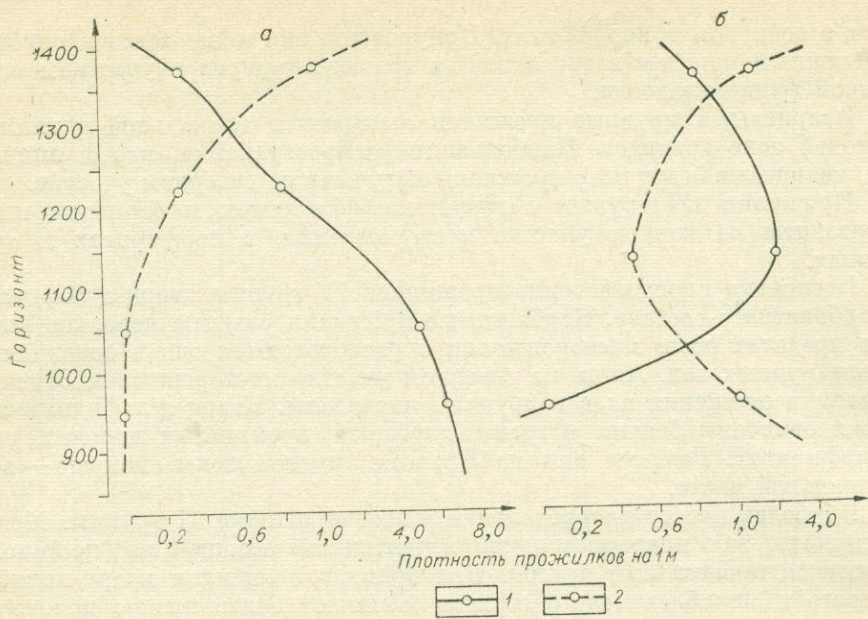


Рис. 5. Графики плотности прожилков по горизонтам южного (а) и северного (б) участков месторождения. Прожилки кварц-молибденитовые (1) и кварц-пирит-пирротиновые с халькопиритом (2).

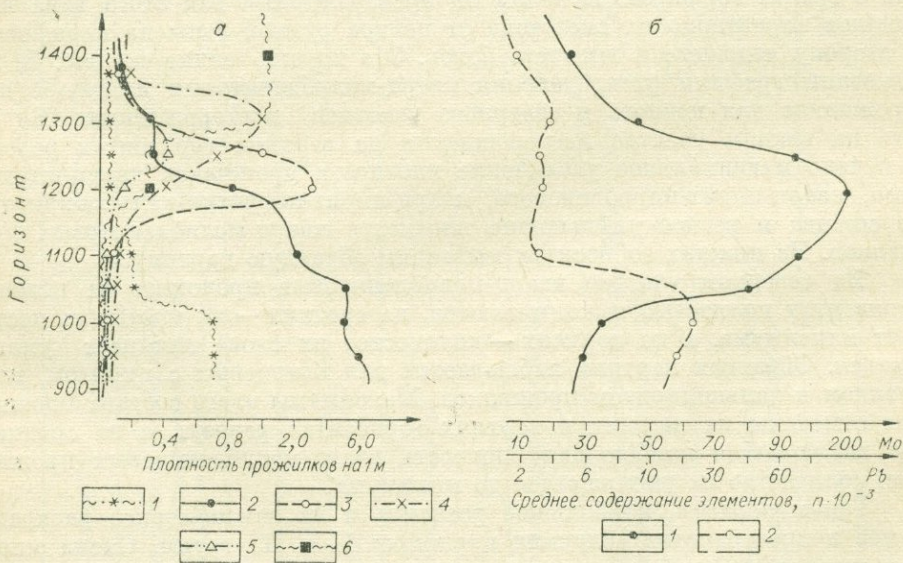


Рис. 6. Графики распределения средних содержаний элементов и плотности молибденовых прожилков в вертикальном разрезе.  
 а. 1—6 — прожилки (1 — «сухие» молибденитовые, 2 — кварц-молибденитовые, 3 — кварц-молибденит-пирит-пирротиновые, 4 — кварц-молибденит-пирит-пирротин-халькопиритовые, 5 — кварц-молибденит-пиритовые, 6 — кварц-пирит-пирротин-халькопиритовые).  
 б. Среднее содержание ( $n \cdot 10^{-3}$  %) молибдена (1) и свинца (2).

различных типов молибденитовых прожилков характерно развитие ореолов с высокими концентрациями Мо.

Вместе с тем иногда данная закономерность нарушается. Интересно, что в местах увеличения концентраций элементов карбонатно-полиметаллической стадии (Pb, Zn и др.) происходит резкое снижение concentra-

ций Мо, что, вероятно, свидетельствует о выносе этого компонента при наложении поздних стадий. На рис. 6 приведены графики плотности молибденитовых прожилков разных минеральных ассоциаций и графики средних содержаний Мо и Рb. Там, где средние содержания свинца низкие, происходит четкое совмещение максимумов плотности прожилков и повышенных концентраций Мо между собой (рис. 6). С увеличением концентрации Рb резко падают содержания Мо, несмотря на то, что плотность кварц-молибденитовых и молибденитовых прожилков продолжает увеличиваться. Это необходимо учитывать при прогнозе оруденения на глубину, так как вскрытие подобных зон может привести к пропуску оруденения на глубине, если не учитывать развития прожилковых образований, являющихся прямыми индикаторами оруденения.

Таким образом, на примере распределения элементов и прожилковых образований на месторождении установлено, что формирование эндогенных ореолов обусловлено многостадийностью рудного процесса.

Установленная вертикальная зональность прожилковых образований и зональность ореолов позволяют более надежно прогнозировать оруденение на глубину и давать рекомендации по направлению поисково-разведочных работ.

**И. В. ГОЛЬДМАХЕР, Р. А. БАУМШТЕЙН**

## **ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ МОЛИБДЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НА СТАДИИ ПРОВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ И РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ**

Восточное Забайкалье — одна из крупнейших молибденоносных провинций. Оруденение, связанное с проявлением мезозойского этапа тектонно-магматической активизации внегеосинклинального типа, относится к молибденовой и вольфрам-молибденовой рудным формациям. В настоящее время основной промышленный тип — это штокверковые месторождения молибденовой формации, представителем которой является рассмотренное ниже месторождение.

Площадь месторождения сложена биотит-роговообманковыми гранитами раннеюрского амананского комплекса. Широким развитием пользуются дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров. Дайки контролируются зонами субмеридионального и субширотного простираний, к пересечению которых и приурочено месторождение.

Рудный штокверк в плане имеет изометричные очертания. Внутреннее строение штокверка достаточно сложное — в общем контуре его развития богатые руды окружены ореолом рядовых по содержанию молибдена руд. Образование обогащенных участков обусловлено структурными факторами, а также гидротермальным метаморфизмом. Руды характеризуются вкрапленным, прожилково-вкрапленным и, в меньшей мере, брекчиевыми типами.

Гипогенные минералы представлены молибденитом, халькопиритом, пиритом, пирротинном, арсенопиритом, магнетитом, сфалеритом, галенитом, шеелитом, энаргитом, марказитом, блеклой рудной и самородной медью.

В различные годы месторождение изучалось В. Т. Покаловым (1972), В. И. Рехарским и В. В. Дистлером (1965). Ими предложена следующая

схема последовательности формирования минеральных ассоциаций. С предрудным этапом щелочного метасоматоза связано образование зон калишпатизированных и, значительно реже, альбитизированных гранитов. Затем происходило образование кварцевых прожилков: 1) с магнетитом; 2) с молибденитом, халькопиритом, мусковитом; 3) с халькопиритом, пиритом (иногда молибденитом, флюоритом); 4) с галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклой рудой. С пострудным этапом связано образование кварц-карбонатных и карбонатных прожилков.

Пространственное распределение минеральных ассоциаций согласуется с общими закономерностями, соответствующими в основном нормальной зональности, характерной для штокверковых месторождений молибдена (Хруцов, 1963).

Первичные ореолы на месторождении изучены путем опробования керн буровых скважин. Все отобранные пробы проанализированы на широкий круг химических элементов. В результате обработки данных устанавливается, что наиболее информативными элементами-индикаторами оруденения являются молибден, медь, мышьяк, свинец, цинк, серебро, сурьма, олово, кобальт, вольфрам.

Исследование форм нахождения элементов в ореолах и рудных телах показывает, что наряду с собственно минеральной формой, широко распространено нахождение их в виде примесей в некоторых минералах. Так, молибден, кроме основного минерала молибденита, встречается в халькопирите, пирите и арсенопирите (до 0,2%), медь — в молибдените, пирите (до 0,3), цинк — в магнетите, арсенопирите (0,1—0,3), мышьяк — в пирите (до 0,5%). Исключительно только в виде примесей в пирите, молибдените, халькопирите, галените находятся такие элементы, как олово, серебро, кобальт.

Форма ореолов всех элементов во многих чертах сходна. Они, как правило, характеризуются отчетливо выраженным асимметричным строением. Наиболее интенсивные концентрации элементов отмечаются со стороны висячего бока рудных тел. Размеры ореолов по восстанию значительно превышают их ширину.

К числу элементов, образующих наиболее интенсивные и протяженные ореолы, относятся молибден, медь и мышьяк. Ореолы молибдена имеют относительно простую форму в центральной части месторождения, которая значительно усложняется к флангам, что обусловлено частым чередованием участков повышенных и пониженных содержания молибдена. Контуры ореолов меди (0,02—0,05, до 1,0%) и мышьяка (0,003—0,9, до 0,1%) в целом незначительно отличаются от ореолов молибдена. Поля максимальных концентраций этих элементов располагаются при этом несколько выше рудных тел.

Ореол сурьмы (0,002—0,01, до 0,3%) по размерам уступает ореолам элементов первой группы. В то же время он характеризуется достаточно высокой контрастностью. Примечательной особенностью его служит то, что на разрезе поле максимальных концентраций наиболее удалено по восстанию от рудного тела и располагается над ним в виде «шапки».

Для цинка, серебра, олова, свинца, вольфрама и кобальта отмечаются слабоконтрастные ореолы, значительно уступающие по размерам ореолам ранее описанных элементов. При этом ореолы свинца (0,003—0,01%) характеризуются отчетливо выраженной тенденцией к выклиниванию с глубиной. Ореолы цинка (0,01—0,03%), серебра (0,00001—0,0001), олова (0,0003) и вольфрама (0,001—0,01%) имеют монотонный характер. Ореол кобальта (0,0007—0,003%) занимает относительно более глубокое положение и на современную поверхность не выходит. Верхняя граница его начинается на глубине 100—150 м от поверхности.

Для рудогенных элементов устанавливается прямая зависимость между параметрами первичных ореолов и рудных тел.

Среди элементов, концентрирующихся в гидротермалитах дорудного этапа, прежде всего необходимо выделить литий, ниобий, барий и фтор. Первые три элемента связаны в калишпатах. Такой подвижный элемент, как фтор, связан с топазом, флюоритом, и, как показывают исследования В. И. Согникова (Берзина и др., 1974), апатитом. Литий (0,003—0,015%) и ниобий (0,001—0,003%) образуют протяженные, но слабоконтрастные ореолы с преимущественной тенденцией к усилению на верхних горизонтах месторождения. Для бария и фтора характерны как ореолы привноса (0,1—0,3%), так и ореолы выноса (0,03%). Первые фиксируют непосредственно рудные тела, вторые располагаются по периферии рудных тел. Положительные ореолы обоих элементов характеризуются увеличением их параметров на нижних горизонтах месторождения. Отрицательные аномалии рассматриваемых элементов ведут себя различно: для бария отмечается увеличение размеров ореолов с глубиной, для фтора — резкое сокращение.

Из элементов группы гидротермалитов можно отметить также стронций. Интенсивные ореолы стронция (до 0,5—2,0%) устанавливаются только на наиболее глубоких горизонтах. Основной по размерам ореол этого элемента располагается, видимо, значительно ниже исследуемого уровня.

Исходя из характера зонального распределения элементов, для количественной оценки зональности были рассчитаны отношения линейных продуктивностей пар элементов. Приведенные графики изменения индикаторных отношений в целом достаточно наглядно отражают зональность. На рис. 1 видно, что в надрудном интервале отношения продуктивности всех элементов к молибдену по абсолютной величине выше, а к сурьме ниже, чем в рудном.

Для выявления более стабильной зональности элементов-индикаторов использовался показатель зональности, рекомендованный Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном (1970).

В строении первичных ореолов месторождения установлена вертикальная зональность, представленная следующим рядом (сверху вниз):

Sb, As, Pb, Li, Nb, Ag, Cu, Zn, Sn, W, Mo, Co, Ba, F.

Этот ряд был использован для выбора показателей зональности, в числителе которых располагаются содержания элементов левой половины ряда ( $Sb \div Cu$ ), в знаменателе — правой ( $Zn \div F$ ). Соответствующие расчеты позволили выбрать несколько видов мультипликативных показателей, величины которых наиболее четко коррелируются с глубиной:

$$\frac{As \times Pb \times Cu}{Sn \times W \times Co}, \frac{Sb \times As \times Pb}{Sn \times W \times Co}, \frac{Sb \times As \times Pb \times Cu}{Zn \times Sn \times W \times Co}$$

Контрастность изменения величин приведенных показателей от надрудных сечений к нижнерудным достигает 500 раз.

Анализ мультипликативных аномалий по разрезу через центральную часть месторождения позволяет вскрыть ряд важных особенностей (рис. 2). Все известные рудные тела (контуры показаны пунктиром) фиксируются протяженными ореолами, интенсивность которых резко уменьшается к флангам месторождения. Обращает на себя внимание интенсивная аномалия, устанавливаемая в призабойных частях скважин 40, 86 и 46, не связанная ни с одним из известных рудных тел. Эта аномалия (с учетом продуктивности молибдена) может свидетельствовать о наличии здесь не вскрытого богатого рудного тела.

Большое значение для расшифровки сложной природы геохимического аномального поля имеет изучение корреляционных зависимостей между содержаниями элементов-индикаторов. Так, тесная коррелируемость химических элементов может рассматриваться как показатель близ-

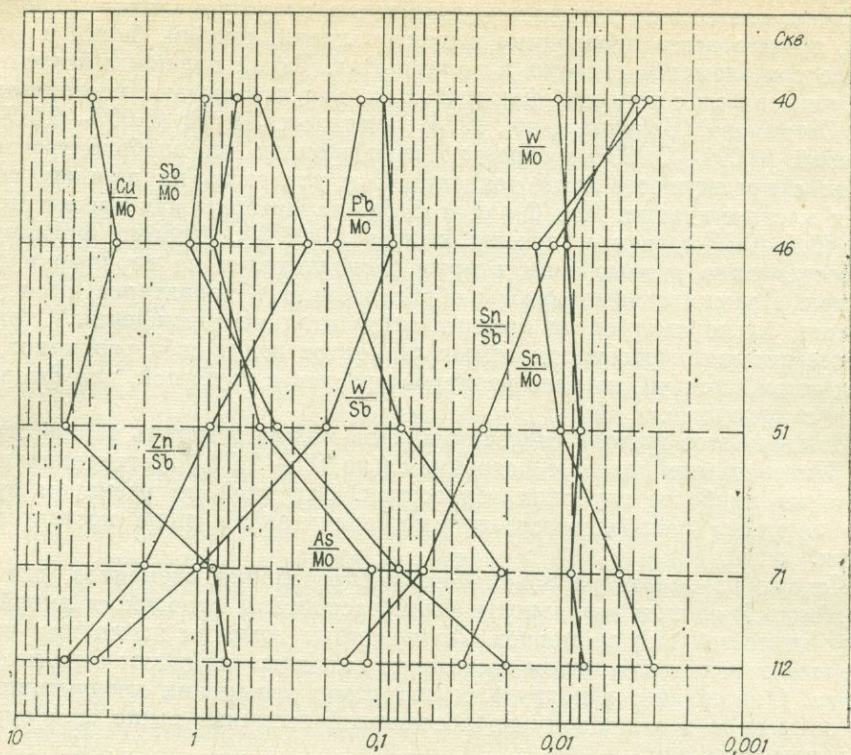


Рис. 1. Отношение линейных продуктивностей ореолов.

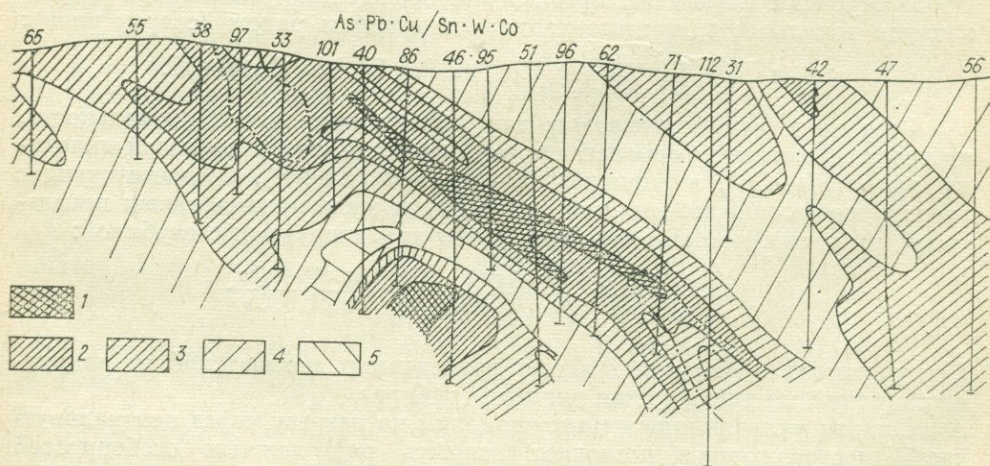


Рис. 2. Мультипликативные ореолы отношений надрудных элементов к подрудным. 1—5 — величины отношений: 1 — 1 000 000 — 100 000, 2 — 100 000 — 10 000, 3 — 10 000 — 1000, 4 — 1000 — 100, 5 — 100 — 10. Здесь и на рис. 3 штрихпунктиром показаны контуры рудных тел.

них физико-химических условий их сложения в процессе рудообразования. В качестве математической модели взаимосвязей элементов в системе используется корреляционная матрица. Аппаратом, исследующим внутреннюю структуру корреляционной матрицы и выявляющим главные направления изменчивости, является метод главных компонентов факторного анализа (Лоули, Максвелл, 1960). По значимым величинам коэф-

Распределение геохимических ассоциаций факторов по участкам

Фактор	Центральная часть месторождения	Вес, %	Фактор	Фланги месторождения	Вес, %
I	+As, Sb, Cu	33	I	+Pb, Ag	23
II	+Pb, Ag, Mo	21	II	+Ni, Cr	16
III	-(Cr, Ni)	18	III	+Zn, Mo	14
IV	+Sn, W, Co	16	IV	+Sb — (Sn, W)	13
			V	-(Cu, As)	12
			VI	-Co	11

фициентов корреляции устанавливаются ассоциации элементов, изменчивость которых определяется соответствующим вектором. Значения новых переменных (факторов) вычисляются как линейные комбинации исходных.

Вычислительная процедура факторного анализа проводилась (Чита — АСУ геология) отдельно для центральной части месторождения и его флангов. Приведенные в таблице веса факторов показывают, что 4—6 некоррелируемых фактора определяют приблизительно 88% общей изменчивости системы.

Пространственная зональность линейных парагенезисов первичных ореолов проявляется в следующем:

1. В центральной части месторождения три фактора (I, II, IV) имеют определенную смысловую нагрузку, соответствуя типоморфным ассоциациям рудных элементов. При этом, высокий вес I рудного фактора, отвечающего надрудной ассоциации элементов, может рассматриваться как характеристика благоприятного эрозионного среза месторождения в целом. Это находит свое подтверждение в наличии двух «слепых» богатых рудных тел и в отсутствие тенденции к выклиниванию ореолов молибдена.

2. На флангах месторождения смысловая интерпретация факторов сильно затруднена из-за не столь отчетливо проявленной тенденции геохимической дифференциации. Подобная картина отмечается также на рудопрооявлениях, непромышленный характер минерализации на которых подтвержден горно-буровыми работами.

Вертикальная зональность распределения элементов гидротермалитов также может быть использована при изучении ореолов месторождения и ореолов рудных тел. Так, величина мультипликативного показателя  $\frac{Li \cdot Nb}{Ba \cdot F}$  меняется от рудных сечений к надрудным в 100 раз и более. Контрастность общего мультипликативного поля (Li·Nb·Ba·F) максимальна над рудными телами и быстро снижается по мере удаления от оруденения (рис. 3).

Выявленные закономерности распределения элементов в околорудном пространстве имеют важное практическое значение. Они позволяют более обоснованно рассматривать перспективы глубоких горизонтов месторождения. Значительная протяженность аномалий над «слепыми» рудными телами, достигая 400 м по падению, дает возможность эффективно использовать их при оценке вновь выявленных рудоносных зон, особенно в случае небольшого числа общего объема поисковых скважин.

Ореолообразующие элементы поля вторичного рассеяния на площади месторождения представлены молибденом, вольфрамом, медью, свинцом, цинком, оловом, серебром. Из них первые четыре элемента образуют достаточно контрастные ореолы, форма которых изометрична или несколько вытянута в близмеридиональном направлении. Поле максимальных содержаний молибдена значительно шире контура рудного штокверка на поверхности, а высокие концентрации меди приурочены к его периферии.

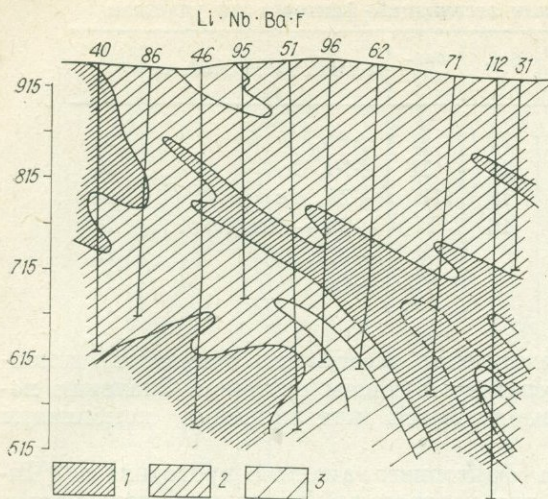


Рис. 3. Мультипликативные геохимические ореолы лития, ниобия, бария и фтора. Интенсивность ореолов: 1 — 100 000—50 000, 2 — 50 000—10 000, 3 — 10 000—5 000.

Расчет продуктивностей вторичных ореолов элементов-индикаторов позволяет получить представление о формационной принадлежности оруденения и его предполагаемых масштабах. Однако некоторое несоответствие характера распределения элементов в почвах и первичных ореолах затрудняет использование вторичных геохимических ореолов для оценки уровня эрозийного среза.

Геохимические критерии, установленные на эталонном объекте, использовались для оценки Ширгинского и Обкорондинского месторождений.

Ширгинское месторождение, представленное прожилковым типом оруденения, локализовано в гранитах раннепалеозойского комплекса, прорванных многочисленными дайками лампрофиров. Распределение содержания молибдена в рудном штокверке неравномерно. Вмещающие молибденовое оруденение породы подвергались постмагматическим изменениям. С дорудным этапом связаны процессы калишпатизации и альбитизации пород. Процесс рудообразования сопровождался окварцеванием, серицитизацией и пиритизацией вмещающих пород.

Результаты изучения первичных ореолов месторождения показали, что его глубокие горизонты характеризуются наличием мало контрастных аномалий молибдена при слабом развитии ореолов надрудной группы элементов. Мультипликативные аномалии также характеризуются низкой интенсивностью. Срез оруденения определяется как значительный.

Площадь Обкорондинского месторождения сложена среднезернистыми лейкократовыми гранитами раннеюрского амананского комплекса и крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами позднеюрского амуджиканского комплекса. Отмечаются дайки гранодиорит-порфиров и диоритовых порфиров. В лейкократовых гранитах установлены три штокообразных тела эруптивных брекчий. Рудовмещающие граниты альбитизированы, калишпатизированы и серицитизированы. Молибденовое оруденение вкрапленного типа локализовано в лейкократовых гранитах в непосредственной близости от штокообразных тел эруптивных брекчий, в меньшей степени — в самих брекчиях. Анализ первичных ореолов месторождения позволил выявить в пределах молибденового штокверка, считавшегося ранее бесперспективным, интенсивные аномалии надрудных элементов-индикаторов и рекомендовать здесь постановку буровых работ.

Максимумы ореолов свинца частично совпадают с выходами штокверка, а также смещены от него к северу. Ореол рассеяния вольфрама развит преимущественно на южном фланге месторождения. Таким образом, в пространственном распределении ассоциаций элементов-индикаторов намечается следующая зональность: вольфрам — медь — молибден, медь — молибден — свинец, медь — свинец.

Цинк, олово и серебро дают мало контрастные аномалии, проявленные фрагментарно. Мышьяк и сурьма фиксируются только в отдельных разбросанных точках геохимического поля.

Проблема выявления штокверковых месторождений в Восточном Забайкалье стоит довольно остро. Необходимо учитывать, что значительный объем поисковых и разведочных работ в пределах рудных районов (Давендинского, Сырыгичинского и др.) был проведен до 60-х годов и ориентирован главным образом на выявление месторождений жильного типа. В связи с этим проведение ревизионных работ с применением геохимических критериев может способствовать обнаружению новых промышленных объектов.

С. Г. ПЕТРОВСКАЯ

## ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ШАХТАМИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

(Восточное Забайкалье)

Формирование ореолов рассеяния месторождений — очень сложный, многостадийный процесс. Среди многих проблем эндогенного рудообразования немаловажное значение имеет установление масштабов, морфологии и генезиса эндогенных ореолов рассеяния рудных месторождений. Решение этих вопросов крайне важно как с теоретической, так и с практической точки зрения. В этой связи представляют интерес особенности ореолов трех типов, выделенных в Шахтаминском рудном поле и различающихся масштабами, временем формирования и генезисом. Это ореолы рудного поля, месторождения и рудных тел.

Шахтаминское рудное поле располагается в пределах одноименного массива, сложенного в основном гранодиоритами, граносиенитами и биотит-роговообманковыми гранитами мезозойского возраста. Вмещающие породы Шахтаминского массива — верхнепалеозойские гранитоиды и юрские песчаники (Тихомиров и др., 1964). В центральной части Шахтаминского массива имеется выход порфировидных гранитов, являющийся апикальной частью глубинной интрузии, фиксируемой геофизическими работами (Монагер, 1967).

Геолого-структурная позиция рудного поля определяется Шахтаминской зоной глубинных разломов, имеющей субширотное простирание (Орлова и др., 1964). Это проявляется в секущем положении Шахтаминского массива гранитоидов по отношению к складчатым структурам и в широком развитии системы субширотных крутопадающих нарушений, залеченных многочисленными дайками, наиболее интенсивно проявленными в полосе шириной 4,5—6 км. К участкам максимальной концентрации даек пространственно приурочены рудные жилы и прожилковые зоны Шахтаминского молибденового месторождения. Формирование жил происходило в несколько стадий (Сидоренко, 1961): кварц-молибденитовую (молибденит, арсенопирит), полиметаллическую (галенит, сфалерит, блеклая руда, шпирит, халькопирит, карбонаты и др.), доломит-кальцитовую с халцедоновидным кварцем (карбонаты, халцедоновидный кварц, пирит). Основной рудный элемент для месторождения — Mo, менее распространены Cu, Pb, Zn, W.

### МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ

В соответствии с объектами различного масштаба была выбрана и разная методика исследования.

Для изучения ореолов рудного поля геохимическое опробование пород проводилось вкрест простирания разрывных структур по профилям,

Некоторые статистические характеристики элементов

Элемент	Кларк по А. П. Виноградову (1962), $n \cdot 10^{-3} \%$	Содержание элементов на месторождении						
		Фоновое, $n \cdot 10^{-3} \%$		Минимально аномальное, $n \cdot 10^{-3} \%$		Фоновое	Минимально аномальное	
		Шахтаминский массив (Mz)	Палеозойские гранитоиды (Pz)	Шахтаминский массив	Палеозойские гранитоиды			Mz
Mo	0,1	0,18	0,14	0,3	0,35	2		
Cu	2	2	0,6	6	1,4	4,5	0	
Pb	2	2	1,6	3	3	2	3	
Zn	6	4	4,5	6,5	7,5	5(7,5)	8	
Hg	0,008	0,006	0,007	0,015	0,02	0,006	0,015	
Ag	0,005	Ниже чувствит. анал.						0,1
W	0,15	0,12	Ниже чувствит. анал.	0,25	—	2	4	
Ra	83	90	95	120	120	3*	17*	
Sr	30	40	20	52	52	2*	20*	

\* Взятые в условных единицах в связи с недостаточной чувствительностью анализа.

расстояние между которыми составляло 1—5 км. Расстояние между точками отбора колебалось в пределах 1—2 м вблизи рудных жил (трещин) до 250—300 м в неизменных породах. Пробы отбирались из коренных обнажений точечным способом: все отобранные из одного обнажения образцы объединялись в пробу весом 1—1,5 кг.

При изучении ореолов рудных тел пробы отбирались из керна скважин и из горных выработок. Расстояние между точками отбора колебалось от нескольких сантиметров до 2 м в зависимости от мощности зон изменения и наличия прожилков.

По скважинам проводилось опробование методом пунктирной борозды и методом сплошного опробования керна с интервалом, равным 1—4 м. Содержания элементов в пробах определялись количественным и приближенно-количественным спектральными методами (на Mo, Cu, Pb, Zn, W, Ag, В, Ва, Sr и др.); атомно-абсорбционным (Hg), силикатным химическим и рентгено-спектральными методами (петрогенные элементы); методом фотометрии пламени (щелочные элементы) в лабораториях Института геохимии им. академика А. П. Виноградова СО АН СССР.

Геохимический фон элементов во вмещающих породах определялся при помощи вариационных кривых и с использованием вероятностного трафарета (Разумовский, 1962).

За минимально аномальные концентрации в ореолах приняты содержания  $C_{\phi} + 2 \cdot \sigma$  (для Cu и Zn) и  $C_{\phi} + \sigma$  для Mo, Pb, Hg — с учетом меньшей дисперсии анализа для последних элементов. При этом в рудном поле фоновые содержания оказались в целом довольно близки к кларковым, а в ореолах рудных тел содержания некоторых элементов превышают кларковые в несколько раз. Это связано с тем, что ореолы рудных тел развиваются на фоне ранее сформировавшихся ореолов рудного поля (табл. 1).

#### ХАРАКТЕРИСТИКА ОРЕОЛОВ

Ореолы рудного поля (I тип) представляют собой довольно значительные площади повышенных концентраций Mo, Cu, Zn, Pb, Hg, тяготеющие к Шахтаминской зоне и одноименному массиву. Частично особен-

\* Среднефоновое содержание плюс среднеквадратическое отклонение.

ности указанных ореолов рассматривались ранее (Петровская, 1970; Таусон и др., 1971), поэтому здесь их характеристика приводится в той мере, в какой это необходимо для сравнения с ореолами других типов.

Как видно на рис. 1(а), область повышенных концентраций Мо состоит из двух линзовидных полос, вытянутых в субширотном направлении. Центральный ореол, приуроченный к осевой линии Шахтаминского массива, имеет длину до 17 км, ширину 2,5—3,5 км. В его пределах расположено Шахтаминское месторождение значительно меньших размеров. Северный ореол Мо, приуроченный к северо-восточному окончанию Шахтаминского массива, имеет ширину 1—1,5 км и длину до 8 км. Эндеогенный ореол Си (рис. 1, б) имеет более прерывистую форму. Его общая протяженность составляет 17,5 км при ширине 7 км.

Ореолы с повышенными концентрациями Си имеют линейно-вытянутую форму. Они пространственно связаны с ореолами Мо, причем Си по отношению к ним локализуется, как правило, во внешних зонах.

Эндеогенные ореолы рассеяния Рb и Zn (рис. 1, в, г) отличаются от ореолов Мо и Си пространственным положением и размерами. Общая протяженность их по простиранию около 25 км, ширина 8 км. Участки повышенных концентраций располагаются преимущественно к западу от Шахтаминского месторождения. Ореолы свинца и цинка продолжают за пределами Шахтаминского массива. Ореол Рb с повышенными содержаниями в центре Шахтаминского массива занимает достаточно обширное поле, переходящее в западном и восточном направлении в ряд вытянутых полос (см. рис. 1). Ореол Zn с повышенными содержаниями разделяется как бы на два морфологических вида: один ореол (в северо-восточной части Шахтаминского массива) представлен системой полос, второй ореол (в юго-западной части массива) занимает обширное поле. Интересной особенностью ореолов Рb и Zn является существование участков пониженных концентраций этих элементов (среднее содержание в таком ореоле для Рb приблизительно меньше фона в 1,5 раза, для Zn — в 2—2,5 раза). Такой участок для Zn прослеживается широкой полосой к западу (главным образом) и востоку от месторождения. Для свинца «депрессивная» зона прослеживается узкой полосой по южной границе месторождения и к западу от него. «Депрессионные» зоны Рb и Zn пространственно совпадают в районе месторождения.

Ореол Hg (рис. 2) представляет собой разрозненные полосы, обогащенные этим элементом. Шириной в десятки метров они вытягиваются в субширотном направлении согласно с направлением разрывных структур.

Таблица 2

Некоторые параметры ореолов Шахтаминского рудного поля

Элементы	Мо	Си	Рb	Zn	Hg
<i>Среднее содержание, г/т (для Hg г/т · 10<sup>-2</sup>)</i>					
Вне ореолов	1,8	12,5	16—20	40—45	7
В ореоле	3,1	122	56	70	25
<i>Дисперсии содержаний</i>					
Вне ореолов	0,94	167	25—36	36—100	18
В ореоле	16—20	2500	270(до 400)	180(до 600)	100
<i>Коэффициенты контрастности</i>					
В ореоле I типа	1,8(до 5)	8,2	2,8	1,8	3,5—5(до 30)
В ореоле II типа	5(до 35)	До 10—20	4—5	До 2,5	
В зонах выноса	0,66		0,25	0,5	

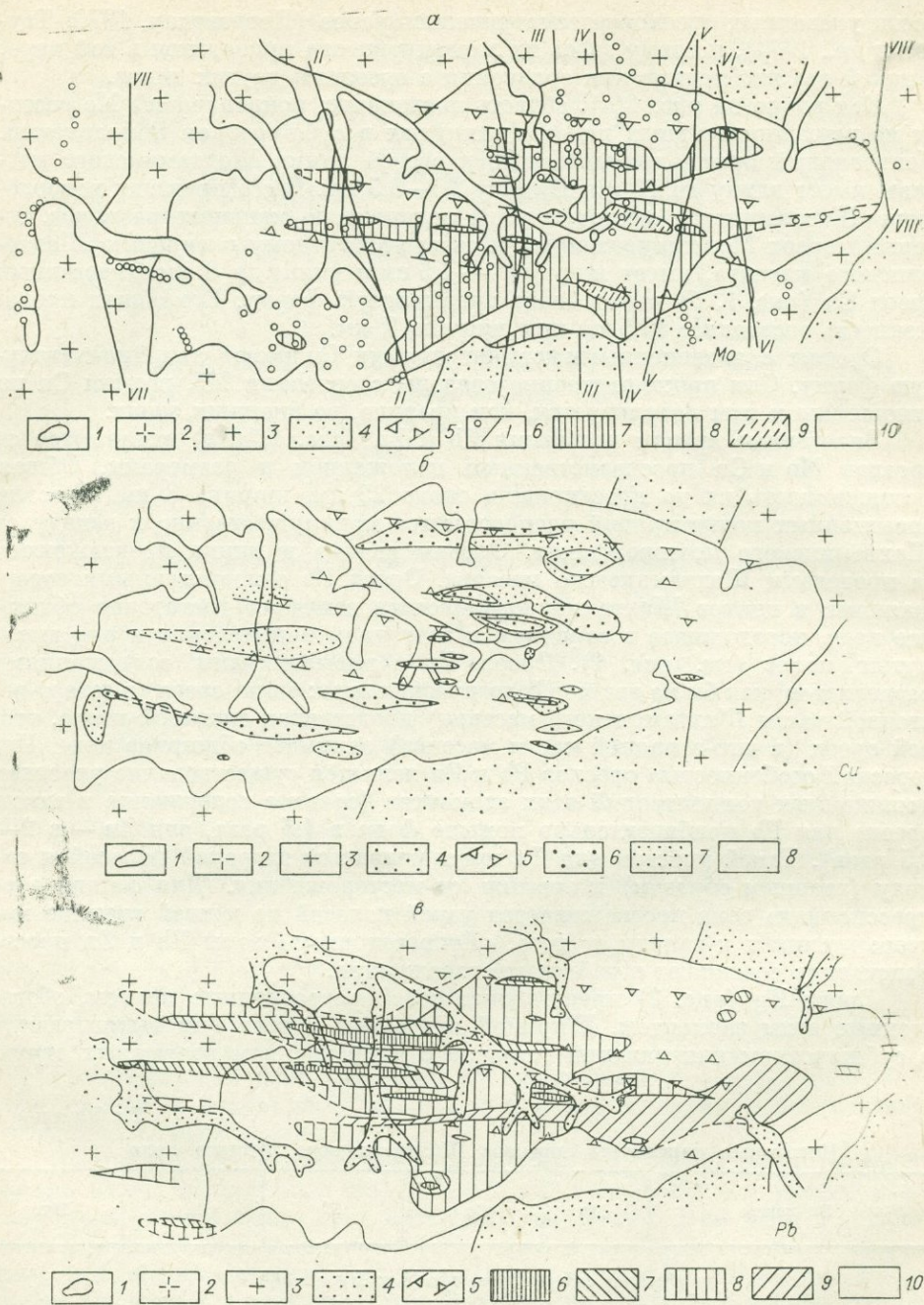
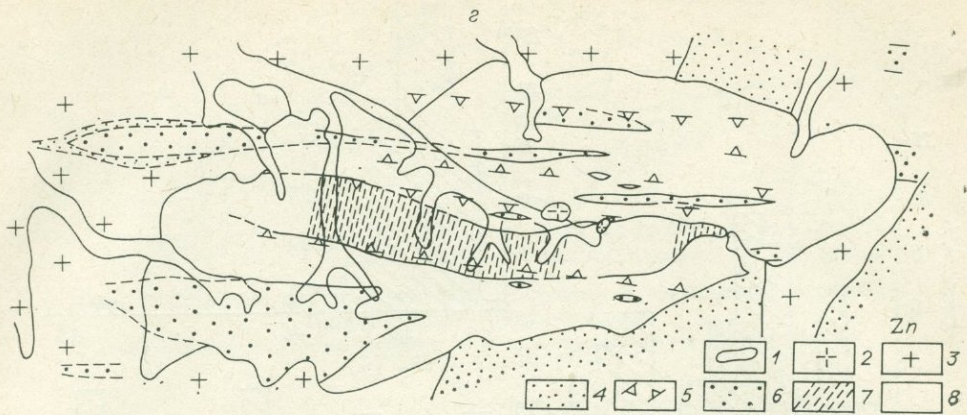


Рис. 1. Эндегенные ореолы Mo (а), Cu (б), Pb (в), Zn (г) в рудном поле.

1 — контур Шахтаминского массива, 2 — порфировидные граниты (выход скрытой интрузии), 3 — палеозойские граниты, 4 — юрские песчаники, 5 — зоны концентрации даек; а: 6 — точки отбора проб и линий профилей, 7 — 10 — значения концентраций молибдена, г/т ( $\geq 10$ ;  $3 < 10$ ;  $< 1,5$ ;  $1,5 - 3$ ); б: 6 — 8 — значения концентраций меди, г/т ( $\geq 100$ ;  $> 60$ ;  $20 - 40$ ); в: 6 — 10 — значения концентраций свинца, г/т ( $\geq 60$ ;  $\geq 40$ ;  $20 - 30$ ;  $< 14$ ;  $14 - 20$ ); г: 6 — 8 — значения концентраций цинка, г/т ( $\geq 65$ ;  $< 35$ ;  $> 40 - 65$ ). Ореолы II типа (г/т): для Mo свыше 8; для Cu свыше 6; для Pb свыше 6; для Zn свыше 6).

тур. Наиболее интенсивно (по содержанию и мощности) ореолы Hg проявлены к западу и востоку от Шахтаминского месторождения. Участки с повышенными содержаниями прослеживаются вдоль Шахтаминской зоны до 30 км. Показательно изменение уровней средних содержаний Hg



в изученных профилях при движении от Шахтаминского месторождения вдоль одноименной зоны. При удалении от месторождения сначала величина средних содержаний Hg возрастает, а затем уменьшается, постепенно достигая значений, близких к фону. Обобщение данных по распределению концентраций элементов в эндогенном ореоле рассеяния рудного поля и за его пределами (табл. 2) позволяет выявить ряд особенностей. Весьма показательны средние содержания, которые в ореоле намного (в 3—9 раз) больше, чем за его пределами для Cu, Pb, Hg и только в 1,5—2 раза — для Mo и Zn. В то же время дисперсии концентраций для всех элементов возрастают значительно.

Интересные данные получают при сведении аналитических материалов на гистограммах распределения концентраций (рис. 3). Для участков, находящихся за пределами ореолов (см. б), характерно наличие одного хорошо выраженного максимума. Он располагается в интервале концентраций 0,5—2,5  $\gamma/\text{г}$  Mo (10—20  $\gamma/\text{г}$  Cu, 10—20  $\gamma/\text{г}$  Pb, 30—40  $\gamma/\text{г}$  Zn, 6—12  $\cdot 10^{-6}\%$  Hg). В ореолах весьма характерно наличие нескольких максимумов. Для Mo (см. а) выделяются три максимума в интервалах 1—1,5  $\gamma/\text{г}$ , 2—3,5 и 4,5—5,5  $\gamma/\text{г}$ . Самый большой максимум 2—3,5  $\gamma/\text{г}$ , соответствующий преобладающим содержаниям в ореоле I типа, интерпретируется как показатель достаточно широкого по площади привноса рудного вещества в прерудный этап. Наличие остальных максимумов, соответствующих повышенным ( $>4-5 \gamma/\text{г}$ ) или пониженным (1—1,5  $\gamma/\text{г}$ )

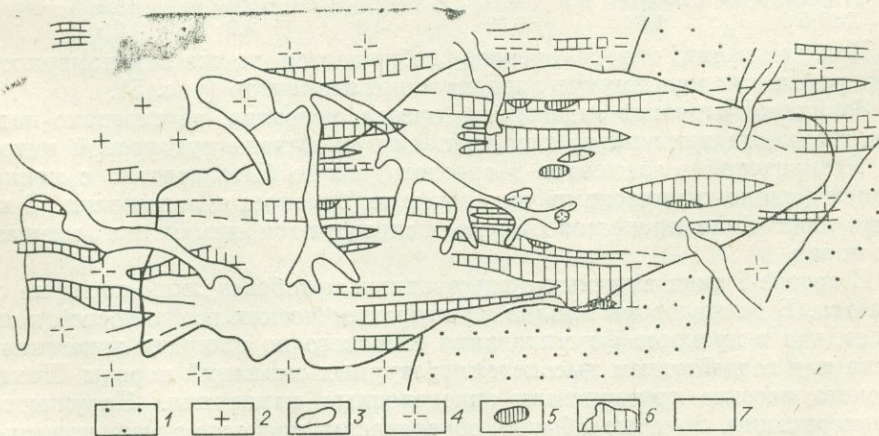


Рис. 2. Эндогенный ореол Hg.

1 — юрские песчаники; 2 — палеозойские гранитоиды; 3 — контур Шахтаминского массива; 4 — порфириновые граниты (выход скрытой интрузии); 5—7 — значения концентраций ртути,  $\text{г}/\text{т} \cdot 10^{-2} (10^{-6} \%) \rightarrow 15$ ; 6 — 15; < 6.

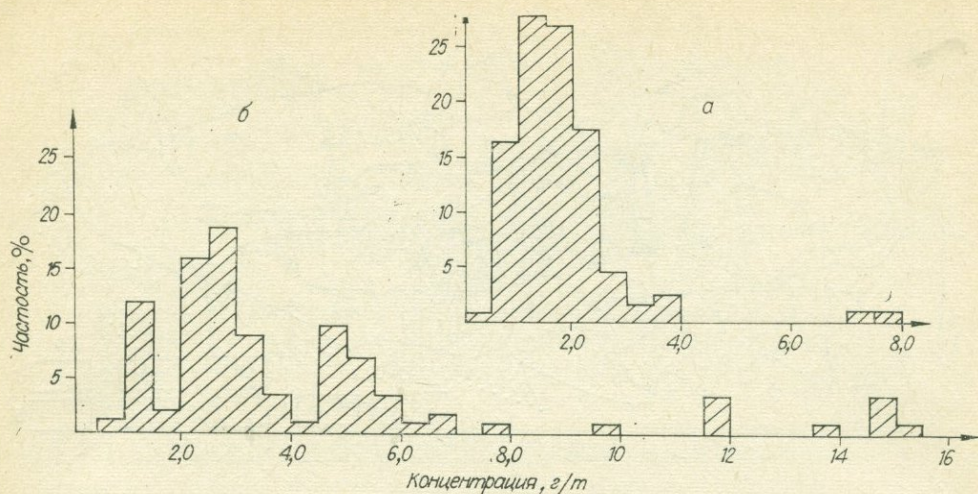


Рис. 3. Гистограмма распределения молибдена за пределами ореола (а) и в пределах ореола (б).

содержаниям, может свидетельствовать о перераспределении рудного вещества при гидротермальных процессах.

Таким же образом интерпретируются многовершинные гистограммы распределения других элементов. Все они свидетельствуют о сложности и многоэтапности процессов формирования эндогенных ореолов.

От центра к флангам Шахтаминского массива происходит последовательная смена максимумов концентраций Mo, Cu, Pb, Zn, Hg (рис. 4). Ореолы двух первых элементов не выходят за пределы массива, последних — протягиваются вдоль субширотной зоны и далее. Зональное строение ореола подчеркивается закономерным изменением отношений средних содержаний элементов при удалении от центра Шахтаминского массива и движении вдоль одноименной зоны к западу и востоку от месторождения (по профилям вдоль ореола):

	Профиль				
	У западного контакта массива	В 4,5 км к западу от месторождения	У западного фланга месторождения	У восточного фланга месторождения	В 6 км к востоку от месторождения
Cu/Mo	2,5	16,2	12,2	17,2	5,4
Pb/Mo	23,2	13,0	7,0	5,0	8,1
Zn/Mo	39,0	12,1	7,6	24,0	56,0
(Hg/Mo) × 10 <sup>2</sup>	10,0	6,3	2,7	7,0	16,0
Zn/Pb	1,68	0,39	4,9	4,9	6,9

При движении вкрест ореолов наблюдается та же закономерность в распределении максимумов концентраций элементов (рис. 5).

Зональное строение эндогенного ореола, вероятно, обусловлено падением градиента температур при удалении от выхода рудоносной интрузии. Распределение элементов в ореолах должно быть связано с меняющимися физико-химическими условиями их переноса и отложения. В качестве показателя процессов обычно используются изменения вмещающих пород.

В ореоле I типа видимых существенных преобразований пород не отмечается. В то же время анализ их петрохимических особенностей показывает, что в процессе формирования широкого по площади эндогенного ореола под воздействием высокотемпературных эманаций породы Шахтаминского массива претерпевали определенные изменения. Нарушаются характеристики, которые обычно обусловлены процессом магматической дифференциации (Дмитриев, 1961). Например, нарушается линейная зависимость между величинами щелочности и кислотности пород ( $a-Q$ ),

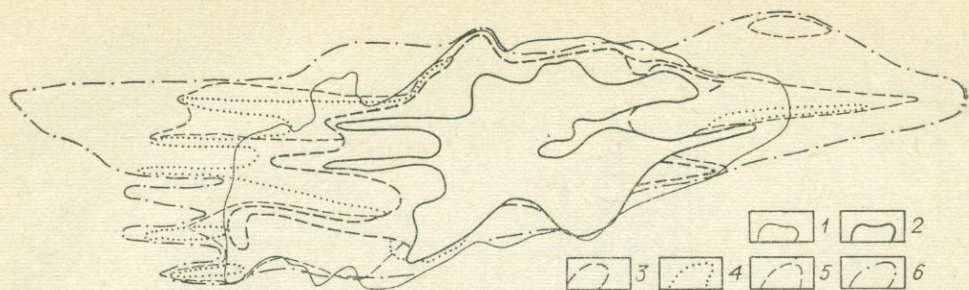


Рис. 4. Зональность распределения элементов в эндогенном ореоле Шахтаминского рудного поля.  
 1 — контур Шахтаминского массива; 2—6 — контуры ореолов Mo (2), Cu (3), Pb (4), Zn (5), Hg (6).

прямая связь щелочности  $\left(a - \frac{K + Na}{Al}\right)$  и агпаитности и др. Все это объясняется увеличением щелочности (особенно роли K) в центральной части массива, т. е. на площади ореола Mo. Отмеченные отклонения, по-видимому, можно объяснять изменением пород при формировании ореола под воздействием эманаций, а затем водно-солевого жидкого раствора (Рябчиков. 1969).

Ореолы II типа представляют собой локальные зоны повышенных и ниже фоновых концентраций элементов (Mo, Cu, Pb, Zn). Контрастность содержаний элементов в ореолах месторождения (II тип) возрастает относительно контрастности ореолов рудного поля (I тип) (см. табл. 2). Как видно на рис. 1 и 2, ореолы II располагаются в пределах площади ореолов I в виде линейно-вытянутых участков с повышенными концентрациями элементов. Последние нередко совпадают между собой (или располагаются близко друг от друга) и в целом тяготеют к трещинной зоне, контролирующей рудные жилы месторождения. Нередко обнаруживается зональность, которая проявляется в смене максимумов концентраций от центра, где находится участок с повышенным содержанием молибдена, на периферию к участкам с максимумами содержаний Pb и Cu.

Ореолы пониженных концентраций разобщены. Зоны выщелачивания Mo располагаются у северного и южного флангов месторождения, а Pb и Zn у западного и восточного (для Cu и Hg таких зон не отмечено).

Для ореолов Mo II типа характерны процессы калишпатизации, кварц-серицитового замещения и окварцевания. Первый проявлен в участках ореолов, расположенных в трещинной зоне на западном и восточном флангах месторождения, где содержание этого элемента не превышает 10—20 г/т (рис. 6). Второй совмещается с участками со значительным содержанием Mo (до 100 г/т), расположенными на самых ближних флангах месторождения и нередко переходящими в околожильные зоны. Окварцевание проявлено в зонах выщелачивания.

Метасоматические преобразования гранитоидов в указанных участках развития ореолов Mo сопровождалось значительными процессами миграции целого ряда петрогенных и редких элементов: K, Rb, Li, Ba, Sr.

Как видно на графике (рис. 7), участки повышенных содержаний K, Rb, Ba, Sr приурочены к участкам накопления Mo и характеризуют процесс калишпатизации. Отмечаемая общность поведения K и Rb, однако, не приводит к полной корреляции содержаний этих элементов от точки к точке. По-видимому, рубидий оказывается более чувствительным к изменению условий, чем петрогенный калий. Подтверждением служат резкие колебания K/Rb отношения при приближении к месторождению. Повышение содержания Rb в ореолах Mo обусловлено не только его естест-

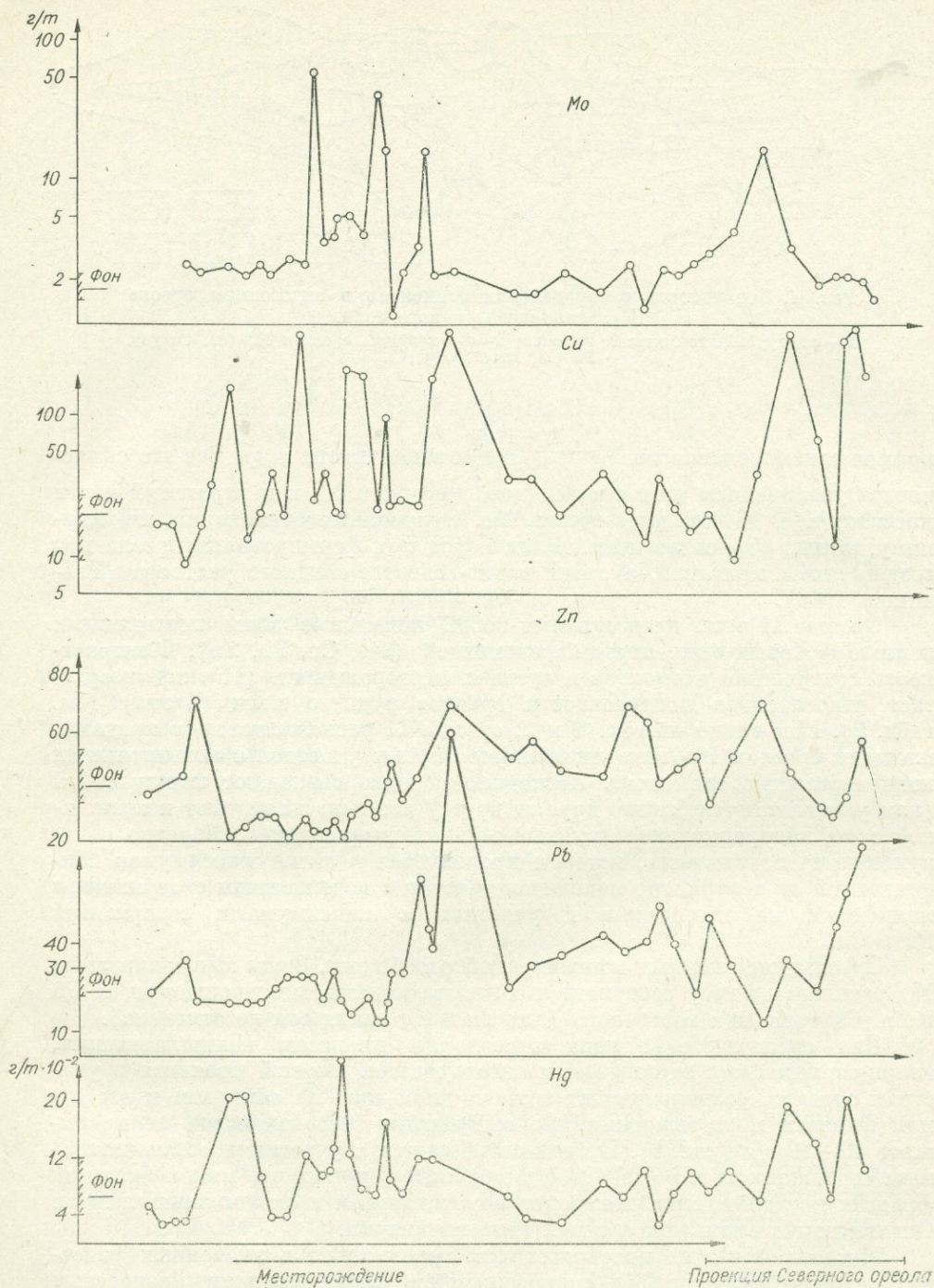


Рис. 5. Зональность распределения элементов вкост простираения рудного поля.

венным увеличением вместе с увеличением калиевого полевого шпата, но также накоплением в метасоматических калиевых полевых шпатах, развивающихся по плаггиоклазу. В участках значительных концентраций Мо содержания Li понижены.

В местах выноса Мо, на флангах месторождения, которые характеризуются процессами замещения плаггиоклаза и калишпата кварцем, пла-

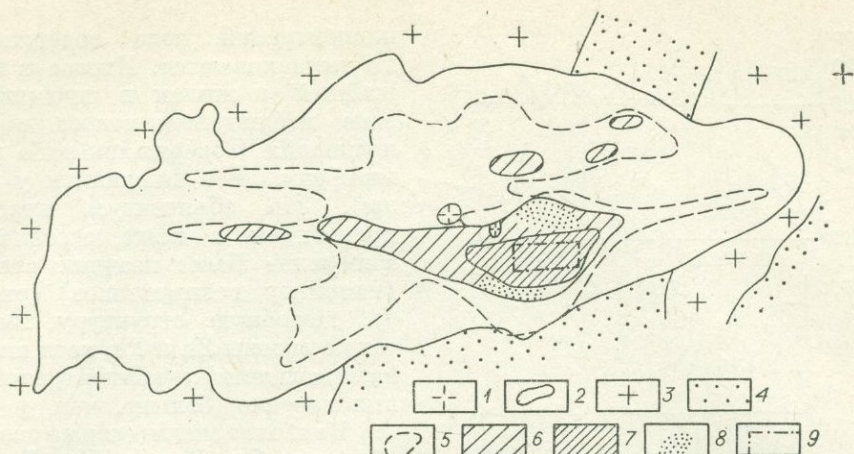


Рис. 6. Схема зональности гидротермально измененных пород и ореола молибдена II типа.

1 — резкопорфировидные граниты (выход глубинной интрузии); 2 — контур Шахтаминского массива (гранитоиды); 3 — палеозойские граниты; 4 — юрские песчаники; 5 — контур ореола молибдена I типа; 6-8 — контур ореолов II типа, соответственно с развитием: 6 — калишпатового метасоматоза (содержания Мо 10—20 г/т), 7 — кварц-серицитового замещения (содержания Мо 20—100 г/т), 8 — окварцевания (содержания Мо ниже фона, ~1,8 г/т); 9 — центр развития ореолов рудных тел.

гиоклаза — серицитом, а в отдельных участках — альбитом, содержания Rb, Li, Ba и Sr снижаются.

Для положительных ореолов Pb и Zn характерны процессы карбонатазации и серицитизации. В зонах выноса этих элементов проявлены альбитизация и хлоритизация. Отмеченные процессы более четко фиксируются уменьшением концентраций Pb и Zn, чем макрокомпонентов, что обусловлено их большей миграционной способностью в альбитизирующих растворах в сравнении с петрогенными аналогами. На это указывают более высокие значения отношений  $K/Pb$  и  $\frac{Mg \times Fe^{2+}}{Zn}$  в участках альбитизации (соответственно 3050 и 1320), по сравнению с неизменными породами (соответственно 1850 и 945).

Ореолы III типа — околожилные ореолы на месторождении — характеризуются многокомпонентным составом. В ореолах повсюду проявлены Mo, W, Cu, Zn, Pb, Hg, Ba, Sr, в отдельных участках — Ag, As, Sb. Форма и размеры ореолов определяются разрывной тектоникой. Все они характеризуются линейной вытянутостью. Ширина ореолов вкост простирания жил не превышает первых метров, а по простиранию они протягиваются до сотен метров.

Имеется два морфологических типа ореолов в зависимости от двух типов рудных тел. Последние в одном случае представлены единой жилой, редко окруженной небольшим количеством прожилков, в другом — системой сближенных жил и прожилков. В первом случае, как правило, наблюдается экспоненциальное снижение концентраций элементов при движении от жилы: обогащается элементом прилегающая к жиле область. Во втором случае ореол приобретает полосчатую структуру — происходит чередование обогащенных и обедненных полос. Вокруг сближенных в пространстве рудных тел образуются более широкие и интенсивные ореолы, чем вокруг равновеликих, но изолированных. В этом случае, увеличиваются эффективные размеры ореолов, однако закономерности распределения элементов в них сохраняются.

Вблизи отдельных жил ореол Mo (рис. 8, в) обычно представлен узкой обогащенной этим элементом полоской, мощность которой не превышает 1—2 м. По направлению к соседним жилам происходит снижение

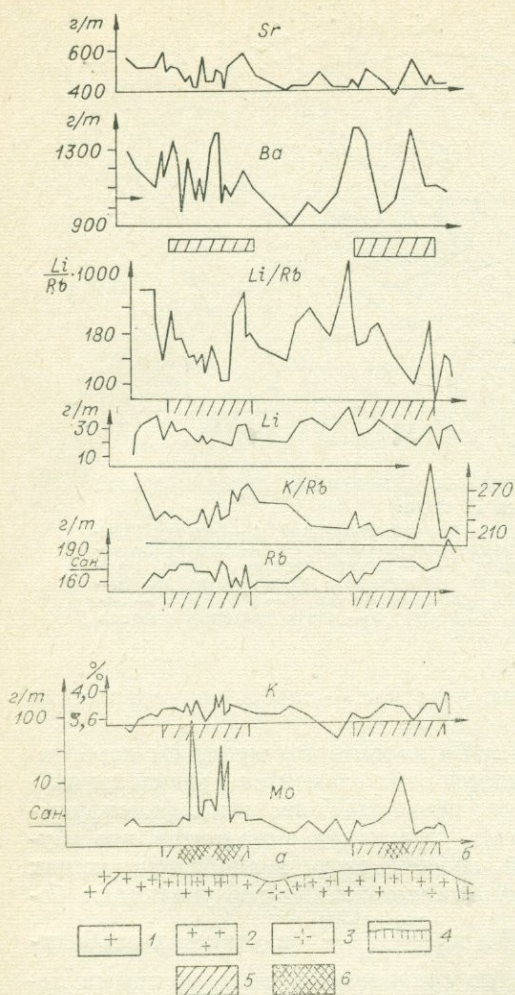


Рис. 7. Соотношение повышенных концентраций молибдена и щелочных элементов в рудном поле.

1 — палеозойские граниты; 2 — гранитоиды Шахтаминского массива; 3 — порфириновые граниты; 4 — дайки преимущественно кислого состава; 5 — проекции контуров ореола месторождения (а) и Северного ореола (б); 6 — ореолы II типа в пределах ореола месторождения (а) и Северного ореола (б).

Ореолы нередко располагаются кулисообразно.

Ореолы W (рис. 10, б) имеют тот же характер. Участки наиболее значительных концентраций ассоциируют с участками повышенных содержаний Mo, хотя в целом ореол W несколько расширяется книзу.

Ореолы Cu (рис. 10, в) в нижней части разреза имеют полосчатую структуру, а сверху объединяются, образуя сплошной ореол с повышенными содержаниями (600—1000 г/т), с отдельными участками еще более высоких содержаний.

При сравнении карты изоконцентрат Cu и Mo обращает на себя внимание тот факт, что в одних случаях высокие концентрации совпадают с рудными молибденовыми телами (на глубине около 300 м), в других — смещаются по отношению к ним вверх. Здесь имеем дело с проявлением двух тенденций в распределении Cu в ореолах: концентрироваться на уровне оруденения и перемещаться выше. Такое поведение, вероятно,

концентраций, пока содержания не выравниваются. Иногда в ближайшей к жилам и прожилкам зоне наблюдается полоса выщелачивания (содержания либо равны фону, либо снижаются у жилы). Это объясняется нередко появлением в жиле ассоциаций минералов более поздних стадий (например, полиметаллов) (рис. 8, б). Подобную структуру имеют также ореолы Zn и Pb, хотя ширина повышенных концентраций у них нередко больше, чем у Mo.

Наиболее значительные ореолы образуют Cu, Ba, Sr, Hg. В ореолах этих элементов почти не обнаруживается снижение концентраций вблизи жильной полости.

Некоторые детали вертикального строения ореолов хорошо проявлены на проекциях прожилковых зон.

Как видно на геологическом разрезе (рис. 9), структура участка определяется крутопадающими трещинами, заполненными дайками значительной мощности, кварц-молибденитовыми и кварц-карбонатно-полиметаллическими жилами и прожилками. Прожилковые зоны (или зоны повышенной трещиноватости) достигают мощности 20—25 м, по вертикали протягиваются более 100 м. К этим зонам приурочены рудные тела и их ореолы (рис. 10).

Ореолы Mo (рис. 10, а) представлены линзами повышенных содержаний, ширина которых не превышает 5—8 м. Участки высоких концентраций окружены примыкающими к ним полосами с более низкими содержаниями.

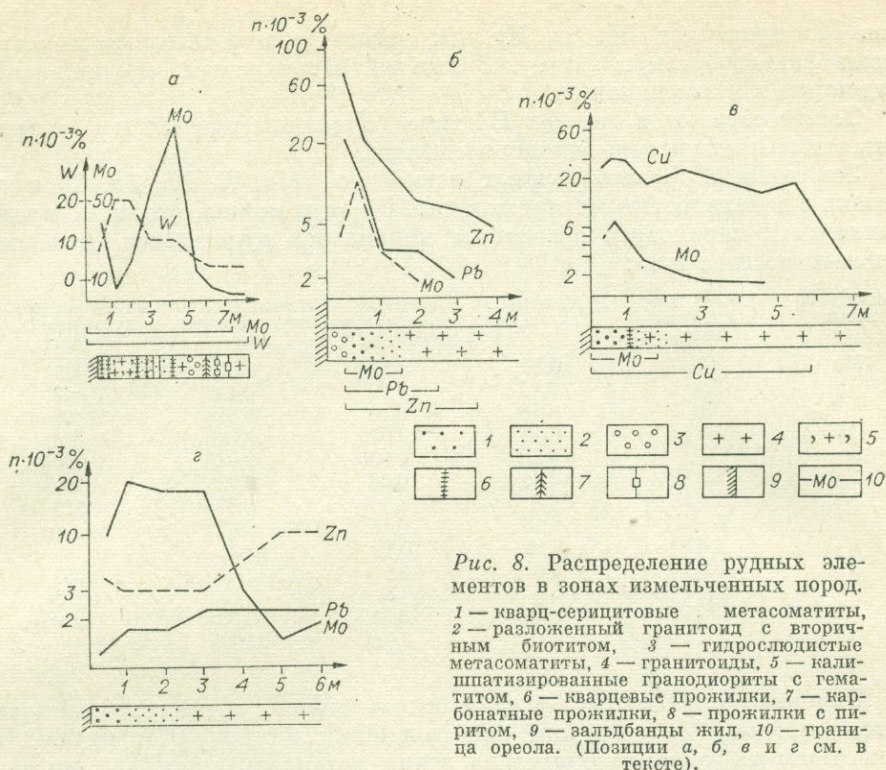


Рис. 8. Распределение рудных элементов в зонах измельченных пород. 1 — кварц-серицитовые метасоматиты, 2 — разложившийся гранитоид с вторичным биотитом, 3 — гидросульфидные метасоматиты, 4 — гранитоиды, 5 — калишпатизированные гранитоиды с гематитом, 6 — кварцевые прожилки, 7 — карбонатные прожилки, 8 — прожилки с пиритом, 9 — зальдбанды жил, 10 — граница ореола. (Позиция а, б, в и г см. в тексте).

связано с различными формами нахождения меди (в виде халькопирита и блеклой руды), а значит, с различным поведением одно- и двухвалентной меди в растворах и различными условиями их осаждения.

Ореолы Zn и Pb (рис. 10, з, д) представлены серией узких линз мощностью 5—7, длиной 70—100 м, с высокими содержаниями (600—1000 г/т), окруженных более широкими полосами с концентрациями 200—300 г/т, протяженностью 170—300 м. Следует отметить некоторую разобщенность Zn и Pb. Цинк проявляет тенденцию к накоплению в верхних частях ореолов, а свинец концентрируется ниже, нередко совмещаясь с ореолами Mo. Однако если на рассматриваемом разрезе преобладает тенденция Pb накапливаться на уровне рудных тел, то имеются данные, из которых следует, что проявляется и вторая тенденция — перемещение вверх, иногда выше Zn. Накопление Pb в ореолах в первом случае связано с появлением в этих участках полиметаллических жил (телескопированные жилы). Накопление в верхних частях выше рудных тел можно объяснить либо большей подвижностью Pb в растворах (Хитаров, Москалюк, 1955), либо переотложением в верхних частях ореолов под воздействием гидротермальных растворов на нижележащие руды (галенит). Как было показано экспериментальными работами (Хитаров, Козинцева, 1962) наложение хлорсодержащих растворов с сероводородом и без него на галенитовые руды должно приводить к переходу заметных количеств Pb в раствор. При перемещении растворов, несущих Cl, Pb, Na, H<sub>2</sub>S (в незначительном количестве) и сульфат, возможно повторное выпадение сульфида свинца при условии восполнения недостающей части сероводорода. Последнее вполне было осуществимо в условиях больших количеств сероводорода в растворах, формировавших руды Шахтаминского месторождения. В пользу такой гипотезы свидетельствует значительное распространение пирита во всех стадиях минерализации (см. рис. 10, е, ж, з).

олов Мо проявляет Ba, Sr, Hg. Их ореолы в представленном разрезе имеют факелообразную форму. В нижней части разреза все они имеют тенденцию к выклиниванию.

Таким образом, в ореолах III типа (в ореолах рудных тел) установлена зональность распределения элементов.

Зональность ореолов рудных элементов (Mo, W, Pb, Zn, Cu и др.) связана с зональностью минерализации. Об этом можно судить по прямой зависимости параметров ореолов от параметров рудных тел или минерального состава жил:

Химический элемент	Номер жилы, (горизонт)	Мощность жилы, м	Среднее содержание элемента, %	Линейный метропроцент жилы	Линейная продуктивность ореола
Mo	1	0,19	0,39	0,07	0,005
	2	0,12	0,90	0,10	0,007
	3	0,48	0,80	0,38	0,180
W	3	0,48	0,016	0,008	0,0025
	5	0,38	0,035	0,013	0,0064
Zn	33(II)	0,34	0,66	0,22	0,030
	33(IV)	0,4	0,17	0,07	0,018
	3(III)	0,16	0,15	0,02	Не опр.
	3(V)	0,16	0,19	0,03	6
Pb	33(III)	0,8	3,1	2,48	0,033
	33(IV)	0,4	0,3	0,12	0,006
	3(III)	0,16	0,010	0,001	Не опр.
	3(V)	0,16	0,034	0,005	12

В горизонтальном направлении ореолы многих элементов совпадают. Однако падение концентраций при движении в стороны от рудных тел происходит по-разному. Благодаря этому устанавливается ряд миграционной способности элементов (относительное расположение максимумов концентраций элементов вкrest ореолов рудных тел): Mo—W—Pb—Zn—Cu.

Вертикальная зональность ореолов проявляется по отношению к ореолам главного рудного элемента — Mo.

Основные эмпирические закономерности, изложенные выше, при рассмотрении конкретного разреза, подтверждаются соотношениями линейных продуктивностей (табл. 3). По величине коэффициента контрастности устанавливается ряд элементов, в котором возрастает способность

Таблица 3

Изменения величин линейных продуктивностей и их отношений в разных участках ореолов

Элемент-индикатор	Линейная продуктивность ореолов, М % · 10 <sup>-3</sup>		Отношение линейной продуктивности ореола элемента к линейной продуктивности ореола молибдена		Коэффициент контрастности вертикальной зональности, отношение (2):(1)
	Уровень рудных тел (1)	Надрудный интервал (2)	Уровень рудных тел (1)	Надрудный интервал (2)	
Молибден . . . . .	3140	584	—	—	—
Вольфрам . . . . .	940	120	0,29	0,21	0,72
Свинец . . . . .	464	28	0,15	0,05	0,33
Цинк . . . . .	1480	200	0,47	0,34	0,70
Барий . . . . .	1048	864	0,33	1,50	4,5
Стронций . . . . .	1272	1908	0,40	3,2	8,0
Ртуть * . . . . .	984	1808	0,31	3,1	10,0
Медь . . . . .	4000	8160	1,30	14,0	11,0

\* Размерность продуктивности ореола ртути 1 · 10<sup>-6</sup> М %.

элементов концентрироваться в верхних частях ореолов: Pb (0,33), W (0,72), Zn (0,7), Ba (4,5), Sr (8,0), Hg (10,0), Cu (11,0). В надрудных интервалах в отдельных случаях появляются такие легкоподвижные элементы, как As и Sb. Нижние части рудных тел характеризуются появлением (или увеличением) Ag и Bi.

Развитие ореолов рудных тел довольно четко регламентируется, с одной стороны трещиноватостью, с другой — гидротермально измененными породами.

Исследования, проведенные с целью выяснения возможностей количественной оценки связи интенсивности содержаний и трещиноватости, показали следующее. Для нескольких участков с различной плотностью трещиноватости (плотность прожилков кварц-молибденитового, кварц-молибденит-пиритового и кварц - полиметаллического состава) построены гистограммы содержаний. Как показывает анализ этих гистограмм (рис. 11), наибольшей зависимостью от трещиноватости обладают содержания в ореолах Mo.

Максимум кривой, соответствующей участкам с плотностью минерализованных трещин 0—5 для Mo, сдвинут в область низких значений концентраций ( $8 \cdot 10^{-3}\%$ ). Для высоких значений его содержания характерны пики кривых, соответствующих плотностям  $>5$ ,  $>10$  и  $>15$  трещин на интервал опробования (тр/инт).

Для Pb только максимум кривой плотности  $>15$  тр/инт соответствует повышенным значениям этого элемента.

Распределение Zn, как и Mo, значительно зависит от трещиноватости. Кривая распределения плотностей (0—5) сдвинута влево в область значений фоновое уровня.

В отличие от Mo, для Zn роль трещиноватости с плотностью 10 тр/инт несколько меньшая. Однако на содержания, переходные от фоновых к ореольным, приходится около 35% интервалов с указанной плотностью, на содержания  $60-100 \cdot 10^{-3}\%$  и выше — около 30%.

На концентрациях Cu возрастание плотности трещиноватости отражается еще слабее, чем на содержаниях предыдущих элементов.

В результате можно вывести следующий ряд элементов, в котором слева направо уменьшается связь с плотностью трещиноватости: Mo — Pb—Zn—Cu. Любопытно отметить, что указанный ряд в общем согласуется с рядом подвижности элементов. Чем выше подвижность, тем мень-

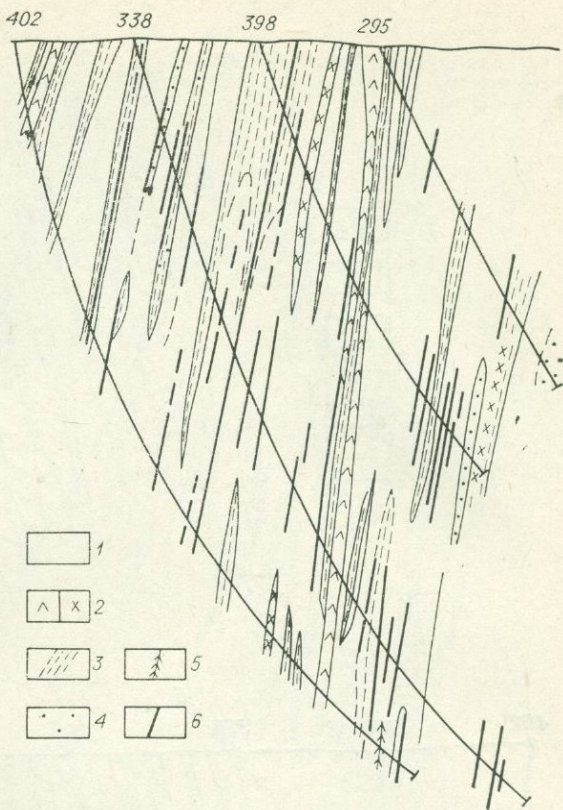
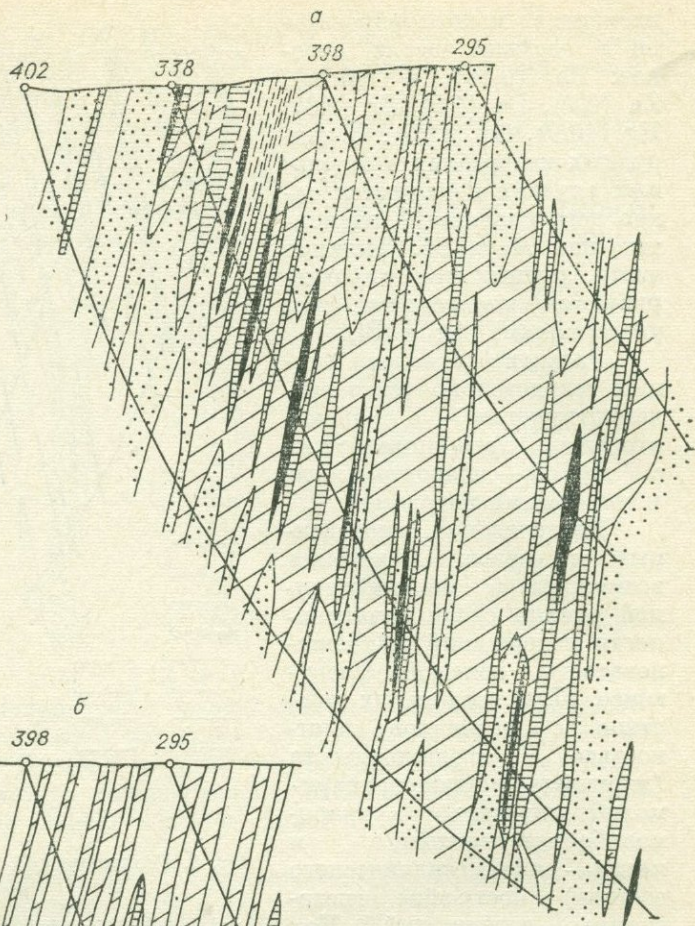






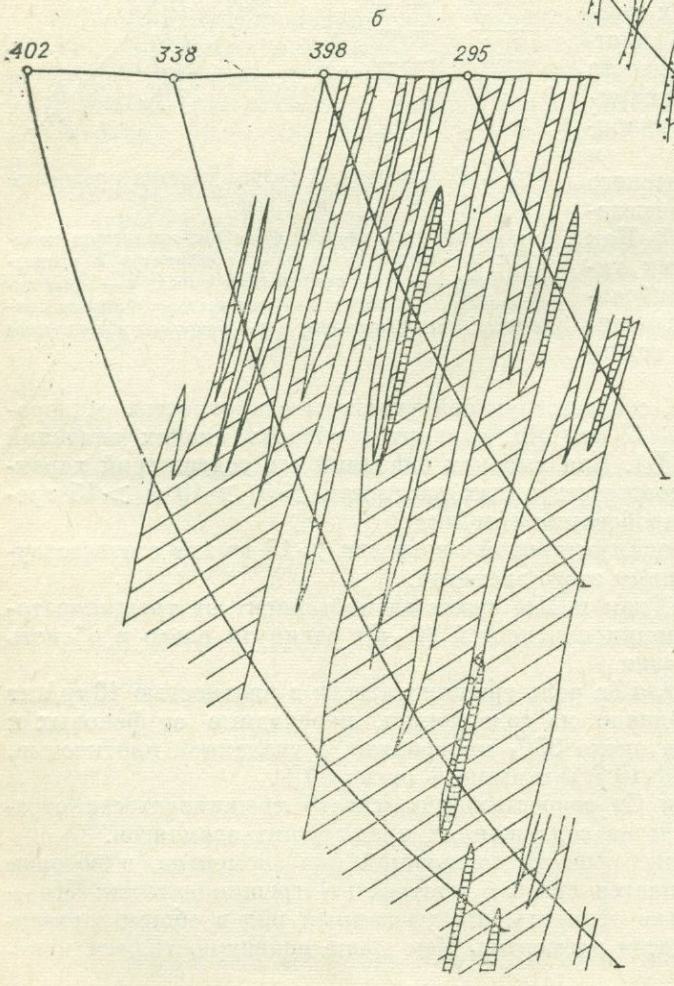






Рис. 9. Геологический разрез участка прожилковых зон.

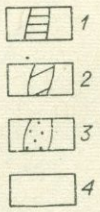
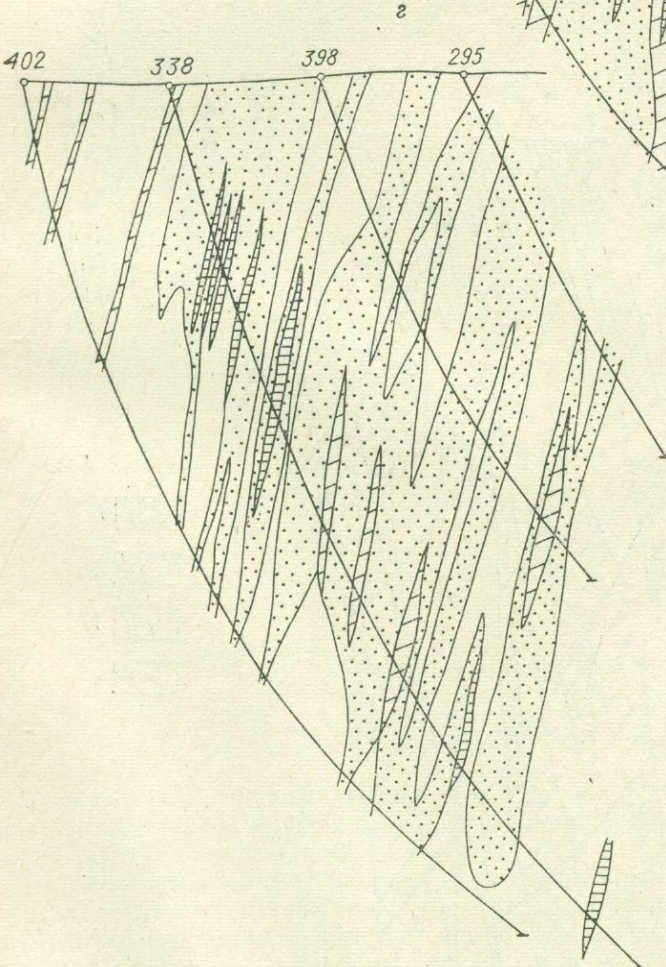
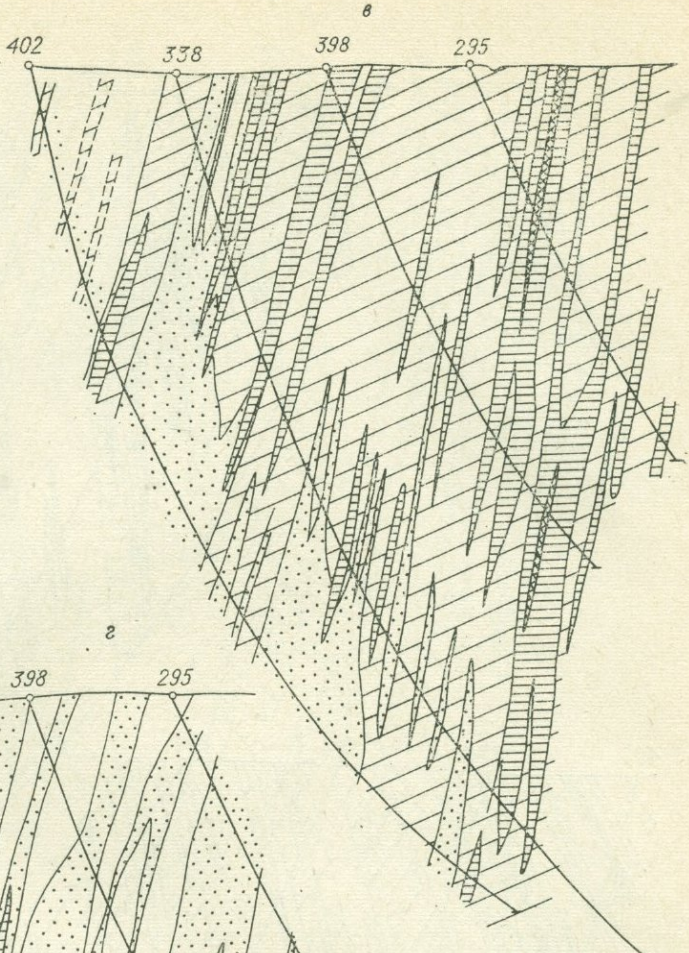
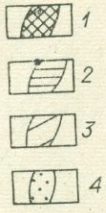
1 — гранодиориты главной фазы Шахтаминского комплекса; 2 — дайки диоритовых порфиритов и гранитпорфиритов; 3 — зоны осветленных пород; 4 — зоны пиритизированных пород; 5 — карбонатные жилы со сфалеритом и галенитом; 6 — кварц-молибденитовые жилы.

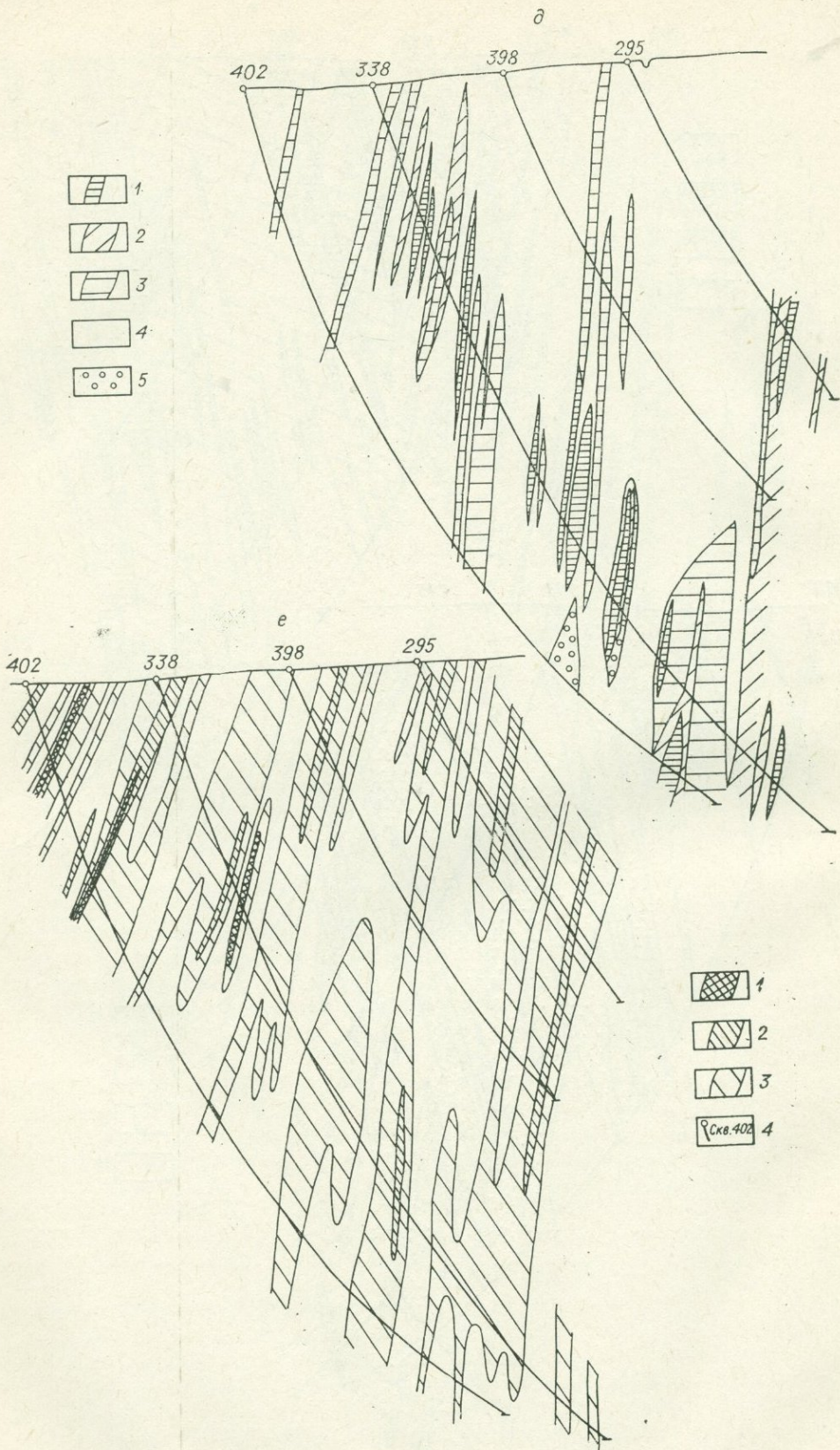


-  1
-  2
-  3
-  4
-  5
-  6



-  1
-  2
-  3
-  4





- 1
- 2
- 3
- 4
- 5

- 1
- 2
- 3
- 4

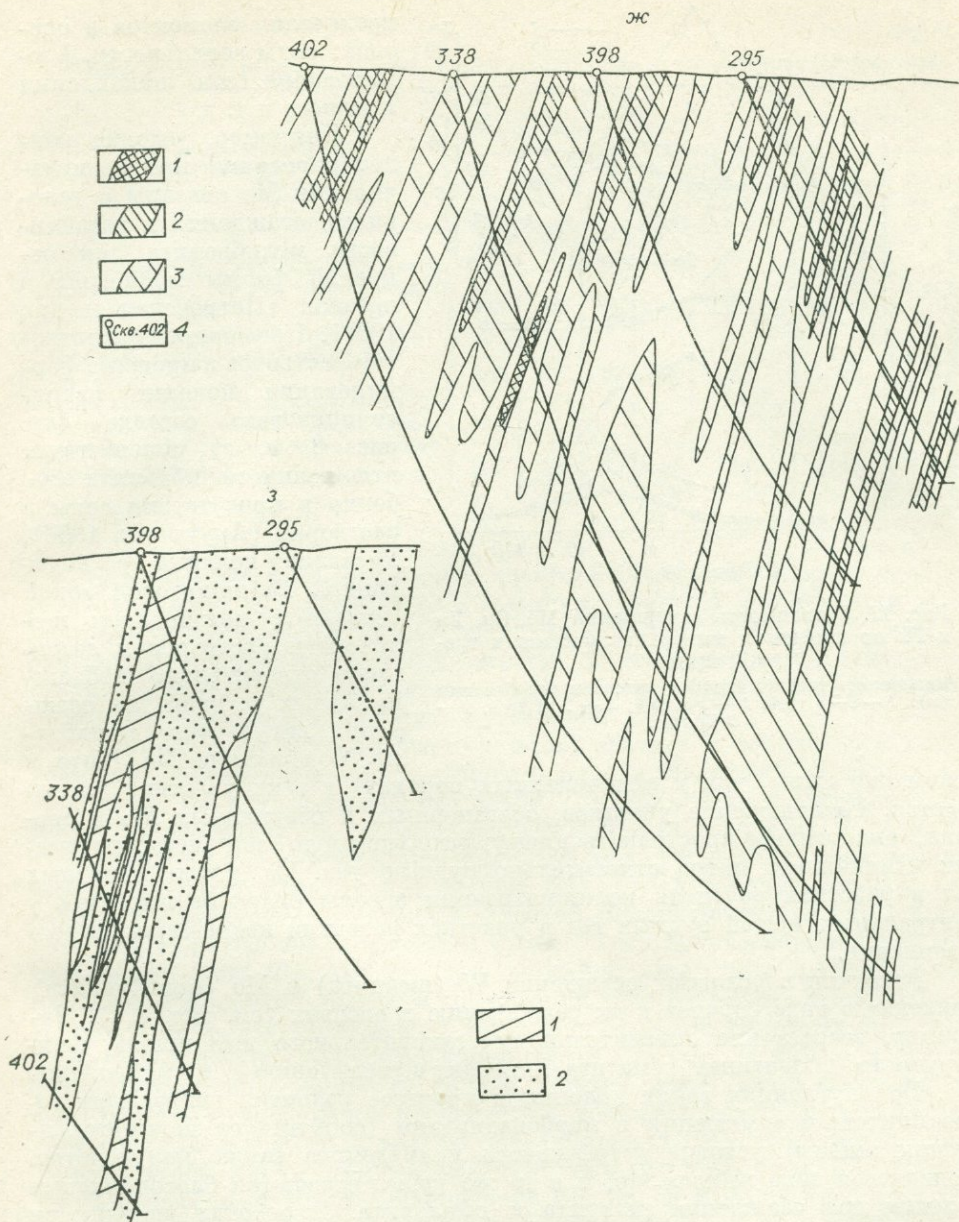


Рис. 10. Распределение элементов в ореолах рудных тел (содержания даны в числах, кратных фоновым: 1ф, 3ф и т. д.).

а — Мо: 1 — >20ф, 2 — >15ф, 3 — >5ф, 4 — >2ф, 5 — <1ф; б — W: 1 — >5ф, 2 — >2ф, 3 — >1ф, 4 — <1ф; в — Cu: 1 — >30ф, 2 — >20ф, 3 — >5ф, 4 — >2ф; г — Zn: 1 — >10ф, 2 — >6ф, 3 — >5ф, 4 — >1ф; д — Pb: 1 — >10ф, 2 — >2ф, 3 — >1ф, 4 — <1ф; е — Ba: 1 — >16ф, 2 — <16ф, 3 — <8ф; ж — Sr: 1 — >16ф, 2 — <16ф, 3 — <8ф; з — Hg: 1 — >5ф, 2 — >1ф—5ф.

ше зависимость содержания элемента в ореоле от трещиноватости. Отсюда вытекает вывод о большем влиянии трещиноватости на миграцию элементов малой подвижности.

Рассмотрим взаимосвязь ореолов с измененными породами.

Наибольшие содержания элементов, как правило, совпадают с участками наиболее интенсивного изменения пород. Однако появление тех или иных концентраций элементов регулируется физико-химическими условиями осаднения минералов, в состав которых они входят. Изменение условий иногда нарушает общие закономерности, установленные для рас-

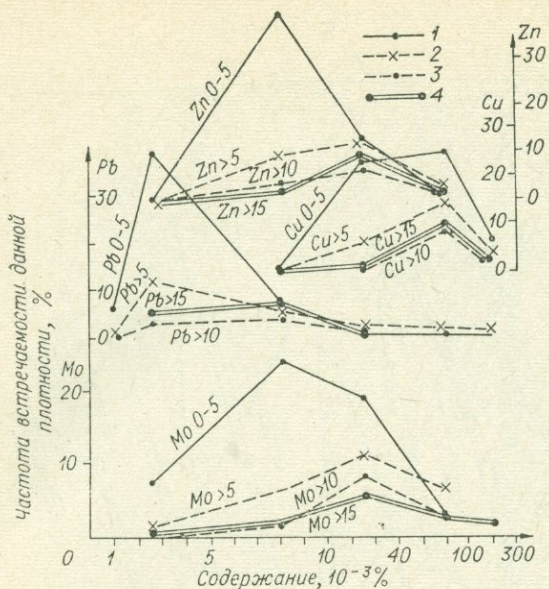


Рис. 11. Зависимость содержаний Mo, Cu, Zn и Pb от плотности минерализованных трещин.

Количество трещин (тр) на интервал опробования (м): 1 — 0—5 тр/4; 2 — >5 тр/4; 3 — >10 тр/4; 4 — >15 тр/4.

в целом оно выше, чем в неизмененных породах) в этих участках уменьшается. Расположение участков, обогащенных и обедненных Mo в ореолах, аналогично пространственному расположению зон метасоматически измененных пород относительно рудных тел. На флангах рудных тел в участках развития калишпатизации ореолы более бедные, чем у центральных частей рудных тел в участках развития кварц-серицитового замещения.

Различия в условиях осаждения W (шеелита) и Mo (молибденита) приводят в ряде случаев к их разобщению в ореолах (см. рис. 8, а). Например, возрастание окислительно-восстановительного потенциала, фиксируемого появлением гематита, приводит к увеличению W и уменьшению Mo. Во внутренних зонах колонки в процессе развития гидрослюдисто-каолинитового замещения и карбонатизации (сопутствует полиметаллическим жилам) условия устойчивости молибденита также нарушаются. Появляется зона выноса Mo, и в то же время создаются благоприятные условия для осаждения галенита и сфалерита. В ореолах появляются Pb и Zn (см. рис. 8, б). Отложение сульфидов этих элементов происходит на фоне повышающейся щелочности растворов. Условия рудоотложения в температурном диапазоне глинистого (глинисто-гидрослюдистого) изменения у полиметаллических жил определяются как нейтральные щелочные. При формировании ореола Mo у кварц-молибденитовых жил, когда отсутствуют сфалерит и галенит, иногда происходит выщелачивание Pb и Zn. Механизм формирования зон выноса в этом случае представляется следующим образом. Для колонки гидротермально измененных пород у кварц-молибденитовых жил характерен парагенезис слюды, кварца, калишпата. Условие их устойчивости отвечает слабокислым близнейт-ральным растворам, в которых происходит растворение Pb и Zn при условии достаточно восстановительной обстановки. При постепенном исчезновении породообразующих минералов при движении к рудному телу происходит ступенеобразное уменьшение концентраций Pb и Zn в ореоле (см. рис. 8, г).

предела элементов в ореолах: ряды зональности, формирование зон накопления и выноса и т. д.

Например, условия концентрирования или выщелачивания Mo связаны с условиями осаждения и устойчивости молибденита как основной формы молибдена в ореолах (Петровская и др., 1971). Повышение кислотности растворов в процессе формирования колонки кварц-серицитового состава (см. рис. 8, в, г) способствует отложению молибденита особенно в присутствии серы в растворах (Арутюнян, 1966). Развитие колонки с внутренней калишпатовой зоной связано с повышением щелочности растворов и созданием относительно неблагоприятных условий для осаждения дисульфида молибдена. Содержание Mo (хотя в

Распределение рубидия, лития, бария и стронция в околожильных участках

Типы изменения пород и участки жил	Средние содержа- ния элементов, г/т				Отношения		
	Rb	Li	Ba	Sr	$\frac{Li}{Rb} \cdot 1000$	$\frac{Sr}{Ba} \cdot 100$	$\frac{Rb}{Ba} \cdot 10$
Кварц-слюдяные метасоматиты около центральных частей кварц-молиб- денитовых жил . . . . .	400	30	360	320	65—80	65—95	10
Калишпатизированные породы на флангах кварц-молибденитовых жил . . . . .	600	8	1700	500	15	23	3,2
Кварц-слюдяные (гидрослюдяные) метасоматиты около кварц-карбо- натных жил с полиметаллической минерализацией . . . . .	200	50	200	500	260	140	5,4

Широкое развитие ореолов  $Sr$ , практически независимое от характера окolorудных изменений пород, свидетельствует об устойчивости халькопирита в широком диапазоне изменения кислотности — щелочности и окислительно-восстановительных условий. С этим, вероятно, связано то, что в эмпирически установленном ряду миграционной способности элементов  $Sr$  оказывается наиболее подвижной.

Показателями условий формирования ореолов и зональности гидротермально измененных пород являются редкие щелочные элементы. Отмечено два момента в их распределении. С одной стороны, щелочные элементы характеризуют условия щелочности — кислотности в участках выклинивания кварц-молибденитовых жил (фланги рудных тел в направлении их простирания), с другой, они фиксируют изменение пород, связанные с проявлением полиметаллической минерализации в тех же жилах. Как видно из табл. 4, фланги рудных тел характеризуются повышением содержаний  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Sr$ . При движении вдоль жил к центральным наиболее мощным их участкам содержания этих элементов уменьшаются. Концентрации  $Li$  у центральных частей кварц-молибденитовых жил относительно их флангов несколько повышаются. На рис. 12 представлено поведение щелочных элементов вблизи мощной жилы кварц-молибденитового состава с небольшим проявлением полиметаллической минерализации (рис. 12, слева) и в участке выклинивания кулисообразно расположенной жилы также кварц-молибденитового состава (рис. 12, справа). Здесь рельефно отмечается накопление  $Rb$ ,  $Ba$ ,  $Sr$  и вынос  $Li$  в зоне кристаллизации, а также относительное накопление  $Rb$  и  $Li$  в кварц-слюдяных метасоматитах. В узкой зоне вблизи жилы, где начинается формирование гидрослюдисто-каолинитовой зоны (в связи с полиметаллической минерализацией), наблюдается уменьшение  $Rb$ ,  $Ba$  и возрастание  $Sr$ ,  $Li$ .

Таким образом, редкие щелочные элементы имеют значение геохимических критериев генетического различия околожильных метасоматитов и могут служить поисковыми критериями при распознавании различных участков рудных тел (фланги — центр). Здесь интересно провести аналогию между условиями формирования ореолов месторождения и ореолов рудных тел. В условиях повышающейся кислотности растворов при движении от флангов рудных тел (или флангов месторождения) к их центральным частям (или к местам наибольшего развития оруденения на площади месторождения) обедненные  $Mo$  зоны (калишпатовые метасоматиты) сменяются обогащенными (кварц-серицитовыми метасоматитами). Спектр редких элементов в метасоматитах также меняется от обогащенных  $Rb$ ,  $Ba$ , обедненных  $Li$  в краевых частях, до обедненных  $Ba$  и слабо

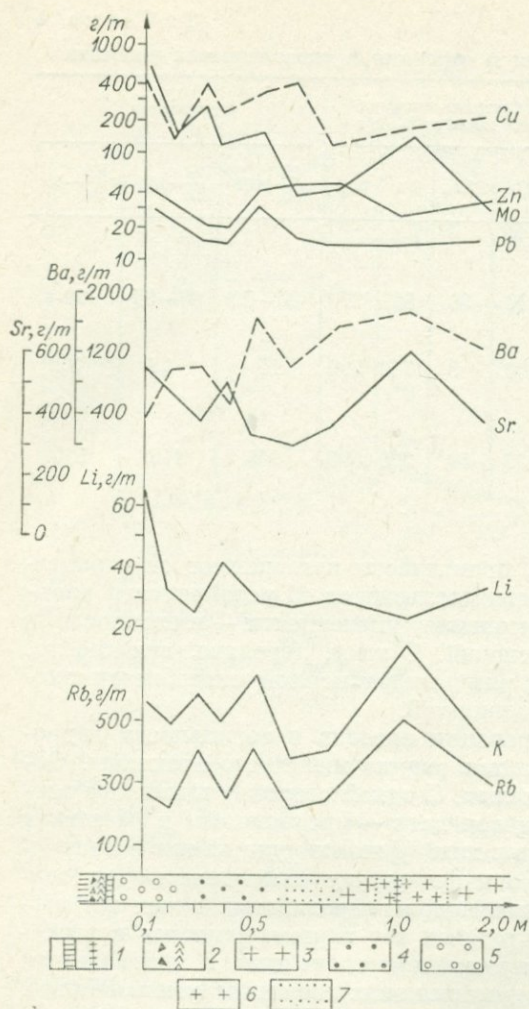


Рис. 12. Распределение редких и щелочных элементов в зонах изменения пород у рудных тел.

1 — жилы и прожилки кварц-молибденитового состава, 2 — карбонатные с полиметаллами прожилки, 3 — гранодиориты, 4 — кварц-серицитовые метасоматиты, 5 — гидрослюдистые метасоматиты, 6 — калишпатизированные гранодиориты, 7 — слабоизмененные породы.

те сформировались ореолы II типа. Их характерными чертами являются: приуроченность к тектоническим зонам, нередко разобщенность ореолов разных элементов, довольно резкие колебания концентраций элементов, более значительная проработка пород, формирование сопряженных зон метасоматического изменения пород, подобных околорудным зонам. Эти ореолы тесно связаны с ореолами III типа.

Характерные черты последних: многокомпонентный состав, зональность, обусловленная зональностью оруденения и минерализации, ясно выраженная вертикальная и горизонтальная зональность основных рудных элементов, тесная связь зональности ореолов и гидротермально измененных пород. Полигенность и зональность эндогенных ореолов имеют, по-видимому, общий характер. Об этом свидетельствует опыт исследований на месторождениях разного типа (Таусон, Гундобин, 1976; Таусон, 1974; и др.). Учитывая конкретную геологическую обстановку, основны-

обогащенных Li — в центральных. Новая волна повышающейся щелочности в процессе формирования образований карбонатно-полиметаллической стадии (оруденение и ореолы) вызывает уменьшение вместе с Mo рубидия и в некоторых случаях повышение содержаний Sr, Li, Ba на фоне колонки кварц-слюдяного замещения.

Следовательно, каждая стадия формирования ореолов (сопряженная с кварц-молибденитовыми и кварц-полиметаллическими жилами) характеризовалась на первом этапе преобладанием процесса выноса и на втором — привноса.

## ВЫВОДЫ

Выделяются три типа ореолов: рудного поля, месторождения, рудных тел.

Эндогенный ореол I типа обусловлен предрудным привносом, II и III связаны непосредственно с рудными телами. Ореол I типа фиксирует контуры скрытой рудоносной интрузии, имеет значительные размеры и характеризуется зональным строением и слабым изменением пород.

На гидротермальном этапе постмагматической деятельности в пределах ореола I типа происходит привнос рудного вещества гидротермальными растворами по трещинам, а также его перераспределение и концентрирование. В результа-

ваясь на применении обычного метода аналогии, а также используя известные приемы прогноза на молибденовых и других месторождениях (Покалов, 1972; Оптоев, Щеглов, 1976; Овчинников и др., 1976) при поисковых и разведочно-эксплуатационных работах в качестве геохимических критериев в изученном рудном поле нами были предложены следующие:

1. Рудоносная интрузия в пределах зоны скрытых разломов фиксируется повышением содержаний Mo, Pb, Zn, Hg.

2. Ореолы месторождения представляют собой локальные, закономерно расположенные относительно друг друга зоны повышенных и пониженных концентраций, в строении которых имеется осевая зональность. Наличие зон выноса и концентрирования свидетельствует о глубокой проработке пород и возможности формирования скрытого оруденения.

3. Прогноз отдельных рудных тел на месторождении основывается на том, что в составе околожильных ореолов обнаруживаются Mo, W, Cu, Pb, Hg, As, Sb. Наблюдается сопряженность гидротермально измененных пород и элементных ореолов. По величине коэффициента контрастности выделяется ряд вертикальной зональности элементов в надрудных интервалах (Cu, Hg, Ba, Sr, As, Sb). Критерием оценки уровня среза конкретных жил служат отношения концентраций элементов и их продуктивностей. Изменение указанных параметров происходит следующим образом. В надрудном интервале отношения содержаний Cu:Mo возрастают в 5,5 раз, Hg:Mo в 5 раз, Ba:Mo в 2,5 раза, Sr:Mo в 3 раза, а отношение продуктивностей — Cu:Mo в 11 раз, Hg:Mo в 10 раз, Sr:Mo в 8 раз, Ba:Mo в 4,5 раза. Появление метасоматитов в зонах сопряженного метасоматического изменения сопровождается повышением роли щелочных и щелочноземельных элементов. На флангах рудных тел с появлением калишпатовых метасоматитов повышаются содержания Ba, Sr, Rb и понижается содержание Li. В качестве геохимических критериев различия метасоматитов выдвигаются отношения щелочных элементов, которые позволяют фиксировать различные участки рудных тел. От выклинивания к центральным частям жил указанные отношения увеличиваются (Li:Rb) · 1000 от 14—16 до 65—80; (Sr:Ba) · 100 от 23 до 66—95 и (Rb:Ba) · 10 от 3—4 до 10—11.

М. П. АФАНАСЬЕВ, И. И. УДИНА, Ю. М. СТРАГИС

## ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ СОРСКОГО И АГАСКЫРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА

Главным типом молибденовых месторождений на юге Красноярского края является штокверковый кварц-молибденитовой формации. Оруденение данного типа располагается здесь, как правило, в поле развития гранитоидных интрузий (Сорское и др.) или по их периферии (Ипчульское). Исключением является Агаскырское месторождение, залегающее в эффузивно-осадочных образованиях нижнего палеозоя.

Оба рассматриваемых в статье месторождения расположены на восточном склоне Кузнецкого Алатау в близких ландшафтных условиях. В обоих случаях формы рельефа сглаженные, мощность рыхлых образований обычно не превышает 2—3 м и лишь в логах увеличивается до 5 м и более. Районы месторождений залесены (береза, лиственница, сосна), но на Агаскырском южные склоны лишены древесной растительности. Выходы коренных пород встречаются преимущественно в водораздельной

части. Среднегодовое количество осадков на Соре 450 мм, на Агаскыре — 660 мм.

Сорское месторождение сложено диоритами, сиенит-диоритами, сиенитами, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Широким развитием пользуются дайковые и жильные образования. Месторождение расположено на пересечении двух зон повышенной трещиноватости: широтной и северо-западной. Собственно рудным телом является медно-молибденовый штокверк. Наиболее распространены прожилково-вкрапленные, менее — брекчиевые руды. Минеральный состав: молибденит, халькопирит, сфалерит, пирит, галенит, флюорит, барит, карбонаты. Зона окисления достигает 100 м от поверхности. Из вторичных минералов отмечаются молибдит, ферромоллибдит, повеллит, халькозин, куприт, малахит, азурит, борнит, самородная медь.

Агаскырское месторождение сложено в основном нижнекембрийскими переслаивающимися потоками диабазовых порфиритов с подчиненными линзами разгнейсованных ортофиоров, биотит-амфиболовых, биотит-плагиоклазовых сланцев и мраморизованных известняков. В юго-восточной части месторождения нижнекембрийские породы перекрыты нижнедевонскими эффузивно-осадочными образованиями. Интрузивные породы древних комплексов, представленные основными и средними породами, распространены главным образом на флангах месторождения. Более молодые лейкократовые граниты слагают на месторождении мелкие разобщенные тела среди вмещающих эффузивно-осадочных образований. Широко распространены роговики, встречаются скарны с богатой сульфидной минерализацией. Дайки встречаются редко. Широко развиты пегматиты и жилы кальцитового, кварц-кальцитового, кварцевого и флюорит-баритового состава.

Промышленное оруденение связано с жилами и прожилками кварца, густой сетью пронизывающими эффузивно-осадочные породы и образующими молибденовый штокверк. Минеральный состав в основном близкий Сорскому месторождению, но отличается малым количеством халькопирита и флюорита.

Геохимические работы на Сорском месторождении впервые были проведены в 1943—1944 г. под руководством О. В. Удодовой и Ю. Д. Скобелева. Металлометрической съемкой по сети 50×10 м на рудном поле были выявлены контрастные вторичные ореолы молибдена. Как правило, повышенным содержаниям молибдена во вторичных ореолах отвечали повышенные его количества в коренных породах. В небольшом объеме были проведены биогеохимические поиски, в результате которых в пределах рудной зоны выделились отдельные ореолы повышенных значений молибдена.

В 1953 г. Сорское месторождение было перекрыто металлометрической съемкой по сети 1000×100 м совместно с эманационной съемкой с отбором проб с глубины 0,8 м (Темир-Туимская геофизическая экспедиция). В результате указанных работ на месторождении выявлены (рис. 1) ореолы молибдена площадью около 10 км<sup>2</sup> (по изоконцентрате 0,001%) с максимальными содержаниями до 0,1%; ореолы меди (по изоконцентрате 0,003%) — 21 км<sup>2</sup>; мелкие разрозненные ореолы свинца с содержанием 0,001% (во внутренней части — 0,003%), располагающиеся вокруг ореолов первых двух элементов, но на некотором удалении от них; три крупных ореола никеля размером по 18 км<sup>2</sup> (по изоконцентрате 0,001%) и мелкие ореолы этого металла в пределах медно-молибденовых ореолов.

На Агаскырском месторождении (рис. 2) металлометрической съемкой по сети 500×120 м, проведенной в 1958 г. Темир-Туимской геофизической экспедицией, выявлены: ореолы молибдена площадью в 4 км<sup>2</sup> (по изоконцентрате 0,001%) и меди около 8 км<sup>2</sup> с содержаниями 0,005—0,01% и выше. Внутренняя часть ореола меди, характеризующаяся concentra-

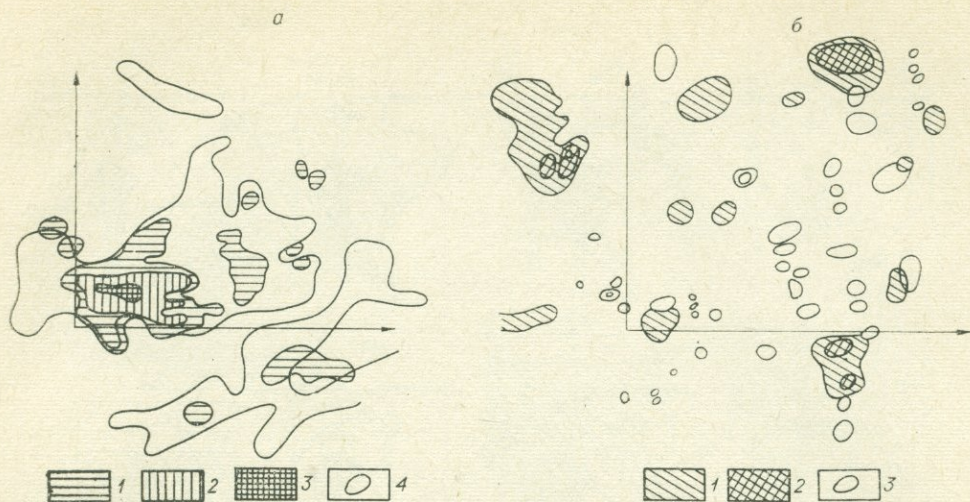


Рис. 1. Вторичные ореолы рассеяния Сорского месторождения.

а: 1-4 — содержания (%) молибдена (1—0,001; 2—0,003; 3—0,03) и меди (4—0,003); б: 1-3 — кобальта (1—0,001; 2—0,003) и свинца (3—0,001).

циями 0,01—0,05%, достаточно хорошо соответствует ореолу молибдена.

Кроме того, на месторождении установлены ореолы стронция с концентрациями 0,05—0,1%, располагающиеся севернее и южнее медно-молибденового ореола, при этом на юге они сопровождаются ореолами свинца с содержанием 0,003—0,005%. Единичные мелкие ореолы свинца отмечены и с восточной стороны. Из этих данных следует, что в надрудном ореоле стронций и свинец отсутствуют (Агаскырский штокверк является

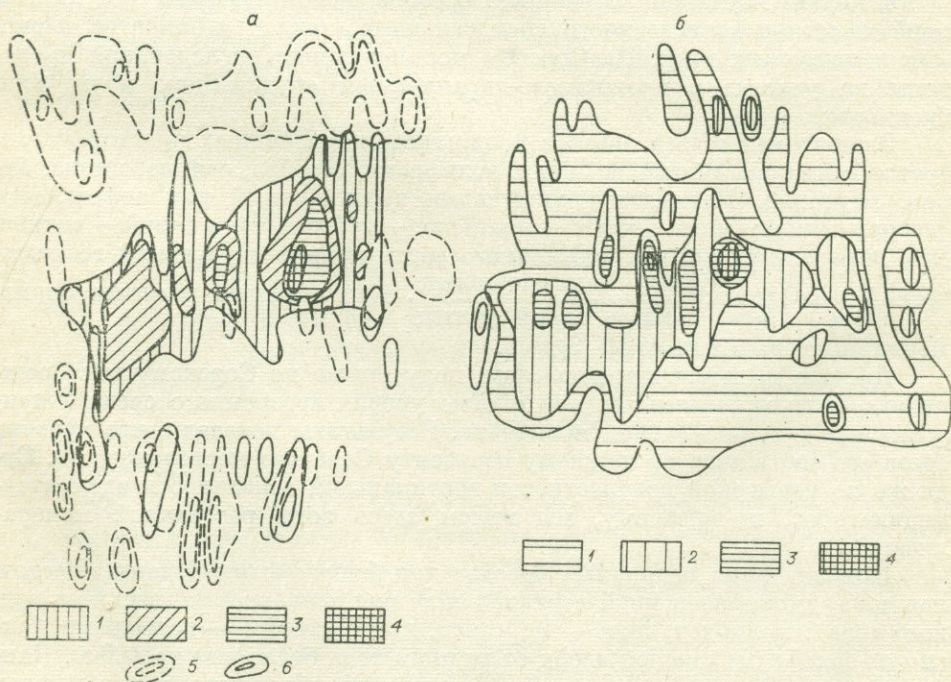


Рис. 2. Вторичные ореолы рассеяния Агаскырского месторождения.

а: 1-6 — содержания (%) молибдена (1—0,001; 2—0,003; 3—0,005; 4—0,01), стронция (5—0,05 и 0,1) и (6) свинца (0,003—0,005); б: 1-4 — содержание (%) меди (1—0,005; 2—0,01; 3—0,03; 4—0,05).

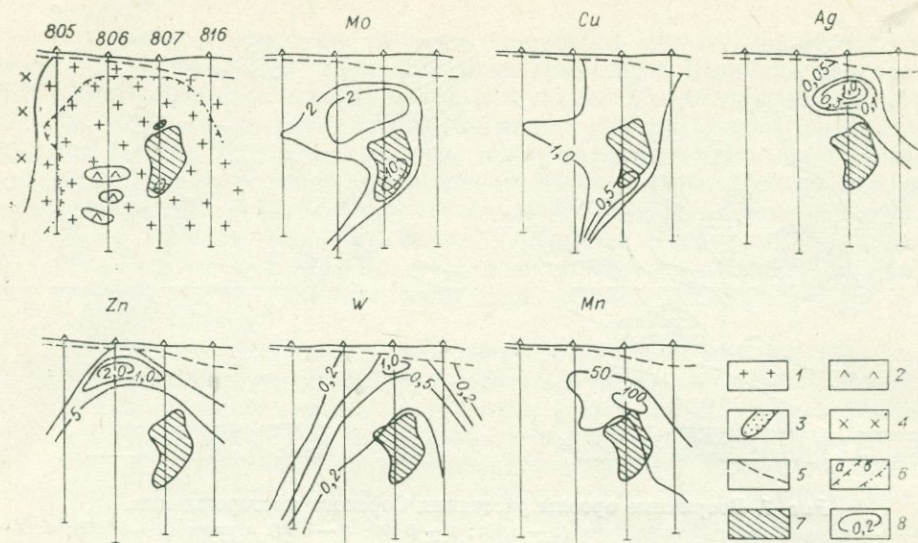


Рис. 3. Геологический разрез и первичные ореолы Восточной брекчиевой зоны Сорского месторождения.

1 — граниты, граносиениты; 2 — диориты, сиенит-диориты; 3 — гранит-порфиры II фазы; 4 — гранит-порфиры III фазы; 5 — граница рыхлых отложений; 6 — граница зоны брекчирования; 7 — молибденовое рудное тело; 8 — изоконцентраты элементов ( $n \cdot 10^{-3} \%$ , молибден — усл. ед.).

«слепым»). Это подтверждается также результатами изучения первичных ореолов по керну буровых скважин.

С целью изучения первичных ореолов использовались результаты приближенно-количественного спектрального анализа дубликатов керновых и шламовых проб. На Сорском месторождении исследования проведены на участке с прожилково-вкрапленным оруденением и по зоне брекчиевых руд.

Элементный состав ореолов прожилково-вкрапленных руд характеризуется наличием молибдена, меди, вольфрама, серебра, свинца, цинка, бария, марганца. Намечается следующий вертикальный ряд зональности (сверху вниз): медь — цинк — молибден — кобальт (?) — барий — свинец. Для определения уровня эрозионного среза принят следующий геохимический показатель:  $\frac{\text{медь} \cdot \text{цинк} \cdot \text{молибден}}{\text{кобальт} \cdot \text{барий} \cdot \text{свинец}}$ . Как показали расчеты, он изменяется сверху вниз от 2775 до 6.

Данные по первичным ореолам, полученные по Сорскому месторождению, были использованы при оценке уровня эрозионного среза Ужунжуйского рудопроявления молибдена. Результаты показали, что уровень среза его соответствует нижнему горизонту Сорского месторождения. Судя же по невысокой контрастности вертикальной зональности элементов-индикаторов, по-видимому, мы имеем здесь зону рассеянной минерализации.

При изучении первичных ореолов над брекчиевыми рудами (Восточная зона) установлен иной вертикальный ряд зональности (вверх от рудного тела): молибден, медь — марганец, цинк, серебро — вольфрам. Максимум вольфрама смещен вверх от рудного тела более чем на 100 м. Наиболее контрастными элементами являются молибден, серебро, вольфрам (рис. 3). Эти особенности были использованы на участке Сор-Герет, где по наличию надрудных ореолов (серебра и вольфрама) высказано и в дальнейшем подтверждено предположение о наличии скрытого молибденового оруденения на глубине 100—150 м.

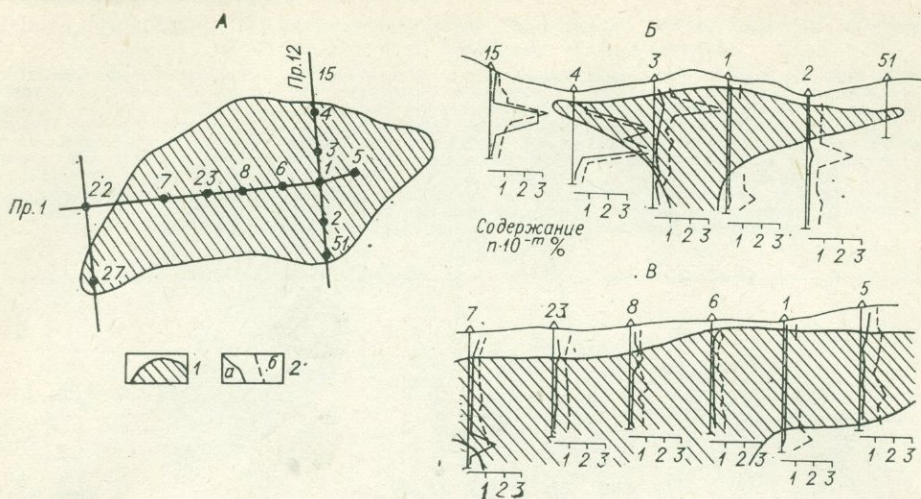


Рис. 4. Агаскырское месторождение. А — схематический контур верхней кромки штоковерка в плане; Б и В — разрезы штоковерка (Б — поперечный по профилю 12, В — продольный по профилю 1).

1 — контур штоковерка; 2 — кривые распределения бария (а) и стронция (б).

По Агаскырскому месторождению изучены эндогенные ореолы на одном продольном и двух поперечных профилях. Выявлены первичные ореолы молибдена, меди, вольфрама, бария, стронция, свинца, кобальта. Вертикальный ряд зональности близок к Сорскому. За надрудные и верхнерудные элементы здесь приняты вольфрам, медь, молибден, а за подрудные и нижнерудные — барий и стронций. Повышенные концентрации бария и стронция зафиксированы только в подрудной и нижнерудной частях штоковерка, при этом в центральной части на всем его протяжении с запада на восток таковые отсутствуют, что позволило предположить о продолжении штоковерка на глубину в виде крутопадающей залежи, а в поперечном разрезе в целом штоковерк вырисовывается в виде грибообразной залежи (рис. 4). Такую же форму имеет и штоковерк Сорского месторождения. Предположительно штоковерк Агаскырского месторождения имеет запад-юго-западное склонение.

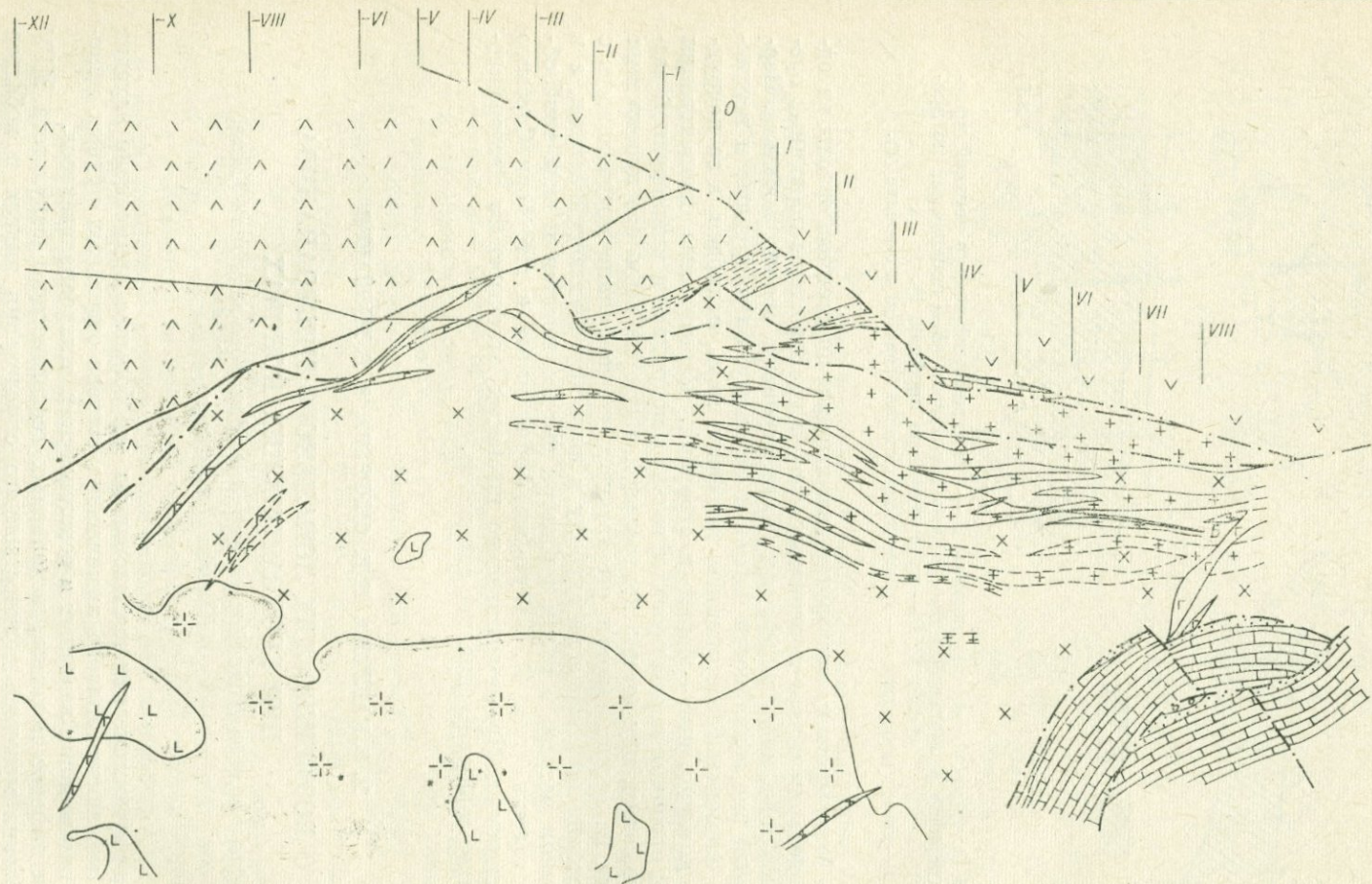
И. В. КАРЛИНА, Н. Е. СЕРГЕЕВА, В. Б. ШИШАКОВ

## О ВОЗМОЖНОСТЯХ ЛОКАЛЬНОГО МИКРОАНАЛИЗА ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ

(на примере Коксайского меднопорфирового месторождения,  
Южная Джунгария)

При геохимических исследованиях все большее применение находит метод локального анализа химического состава отдельных рудных минералов при помощи лазерных и рентгеновских микроанализаторов.

На кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ разработана методика количественного определения никеля и кобальта в пиритах при помощи лазерного микроанализатора LMA-1, совместно с качественными определениями других элементов; методика этих исследований описана Ю. С. Бородаевым с соавторами (1975). На основе изучения поведения отдельных элементов в пределах рудных тел решался ряд вопросов генезиса колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторож-



- |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |  |

Рис. 1. Геологический план поверхности Коксайского месторождения. Составили В. С. Звездов, Т. С. Путилина, В. М. Шепелев.

Алтынэмельская свита: 1 — андезитовые и андезито-дацитовые лавы, туфы с мелкими линзами туфогенно-осадочных пород; 2 — горизонты песчаников, гравелитов, сланцев, часто известковистых; 3 — нижневизейский подъярус турнейского яруса, лаваритовые порфиры; коксайская свита: 4 — серые известняки, 5 — базальные конгломераты, 6 — дайки габбро-диабазов и диабазов пермского возраста; коксайский комплекс: 7 — дайки гранит-порфиров; 8 — гранодиориты; 9 — крупнозернистые граниты и кварцевые диориты мынчукурского комплекса; 10 — габбро; разрывные нарушения (11 — СЗ и СВ простирания, 12 — Коксайский надвиг, 13 — зоны расланцевания); 14 — геологические границы; 15 — элементы залегания; 16 — изоконцентра-ты меди; 17 — площади развития халькопирит-пиритовой рудной ассоциации; 18 — площади развития молибденит-халькопирит-пиритовой рудной ассоциации.

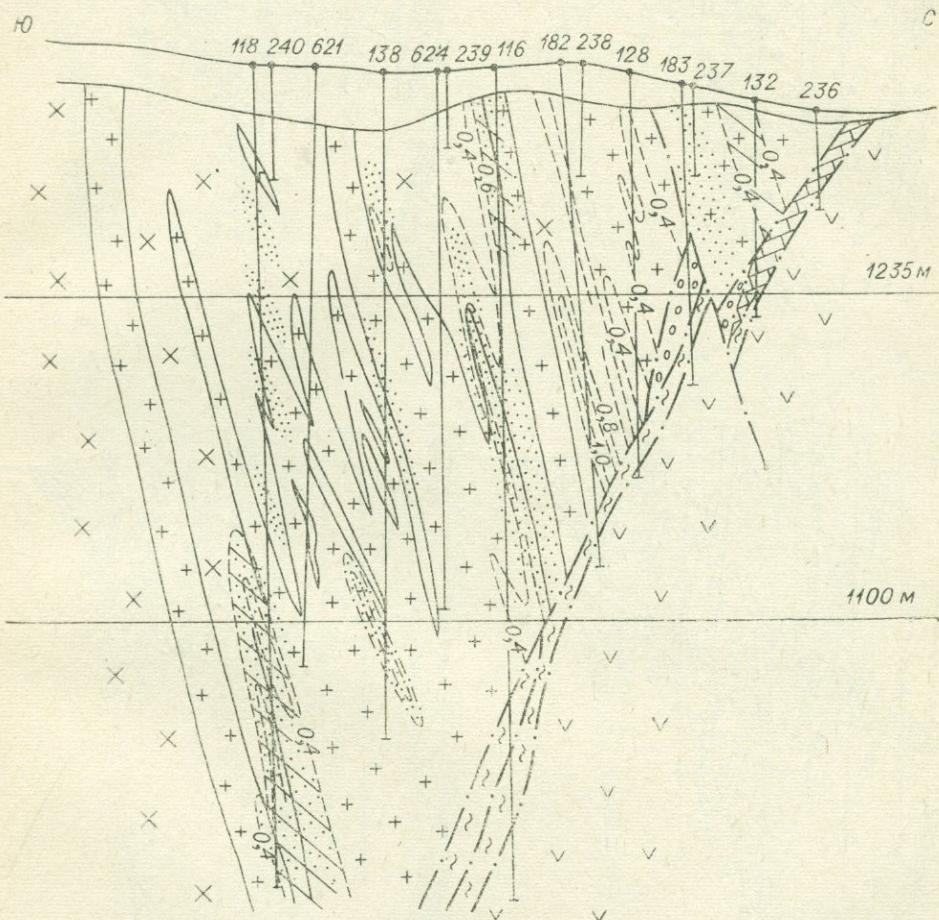


Рис. 2. Геологический разрез по линии V. Составили Т. С. Путилина, В. М. Шепелев, В. Б. Шишаков. Усл. обозн. см. на рис. 1.

дений (Еремин и др., 1974, 1975<sup>1, 2</sup>). Нами данная методика была применена при изучении Коксайского меднопорфирового месторождения.

Коксайское меднопорфировое месторождение расположено в юго-западных отрогах Джунгарского Алатау, в северной части горстанклинальной структуры. Рудные тела представляют собой узкие зоны прожилково-вкрапленной минерализации. Эти зоны, по данным В. М. Шепелева, приурочены главным образом к контактам даек гранит-порфиров, которые рассекают гранодиориты Коксайского массива (рис. 1). Минерализация представлена сетью прожилков и вкрапленностью рудных минералов в зонах гидротермально измененных пород, развивавшихся по гранодиоритам и гранат-порфирам.

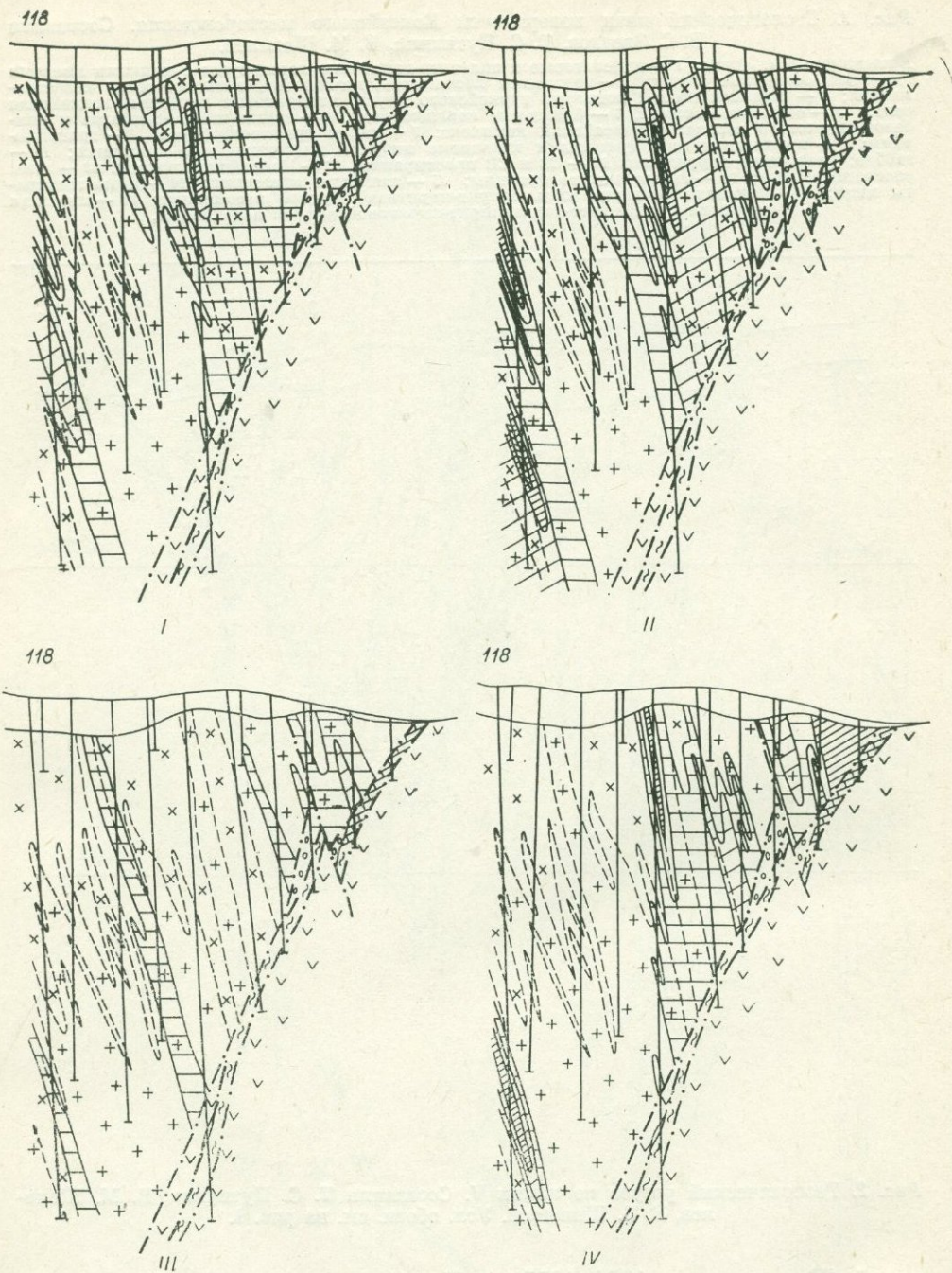
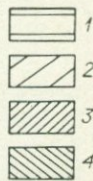
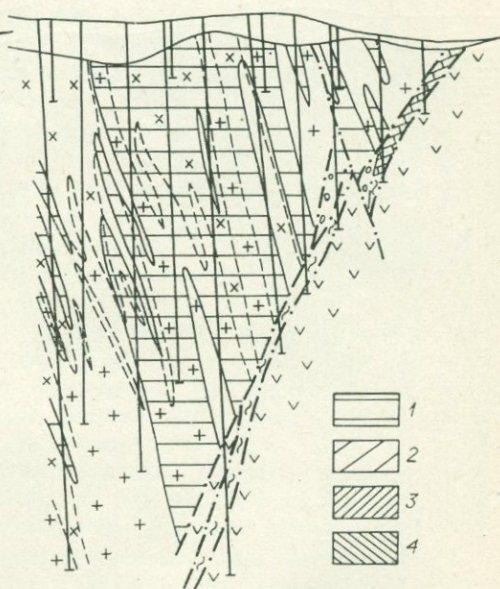
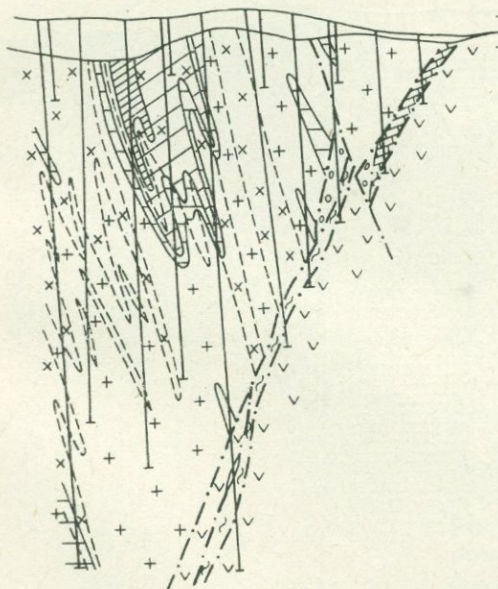
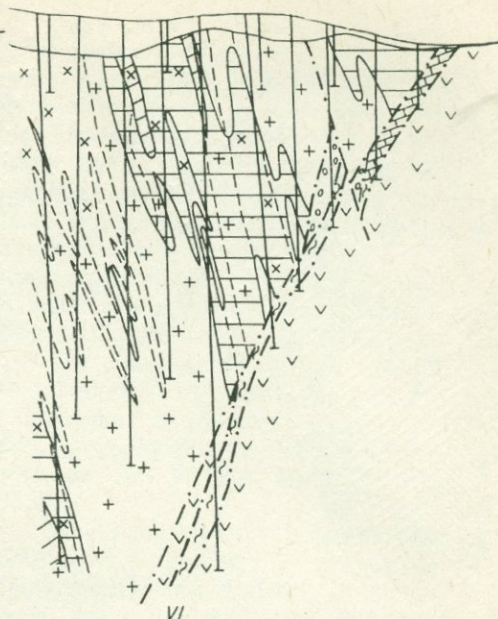
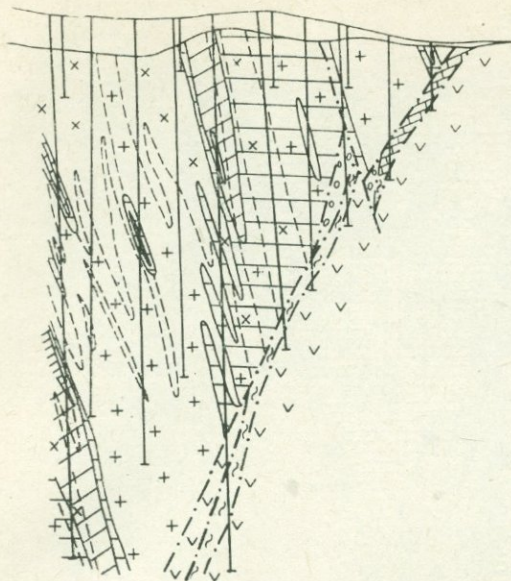


Рис. 3. Геохимические

I — олово, II — вольфрам, III — серебро, IV — висмут, V — свинец, VI — цинк, VII — кобальт.  
84,3% — 2, 95% — 3, 99% — 4).

На месторождении выделяются три группы рудных минералов: 1) пирит-I, являющийся аксессуаром в гранодиоритах; 2) пирит-II и халькопирит-I (халькопирит-пиритовая рудная ассоциация), где пирит-II — продукт перекристаллизации пирита-I; 3) пирит-III, халькопирит-II и молибденит (молибденит-халькопирит-пиритовая рудная ассоциация). Для выявления геохимических особенностей Коксайского месторождения ис-

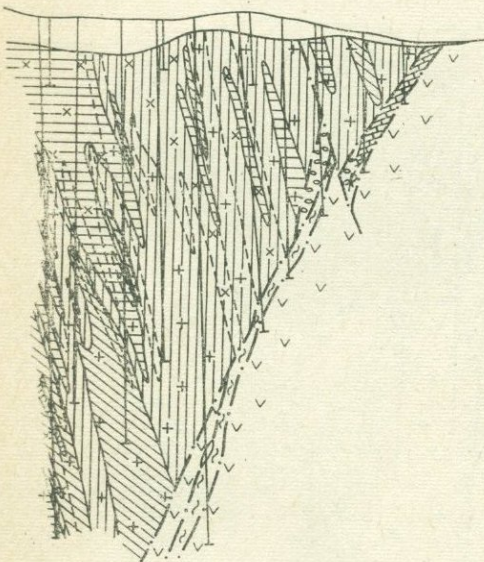
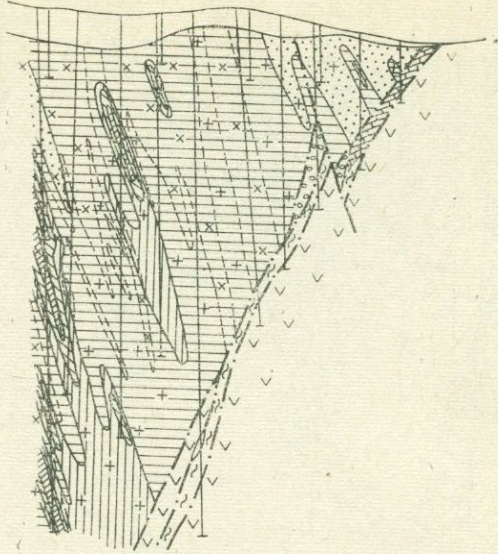
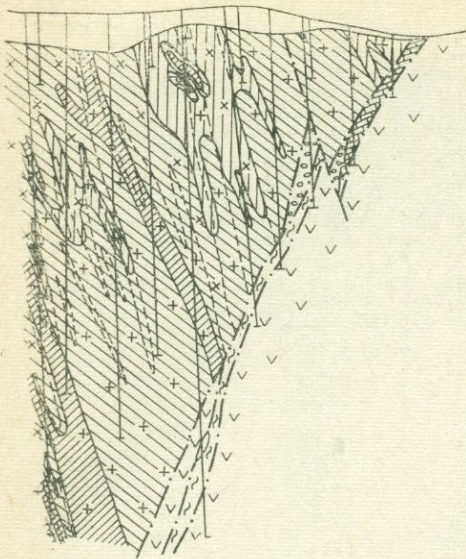


профили по линии V.

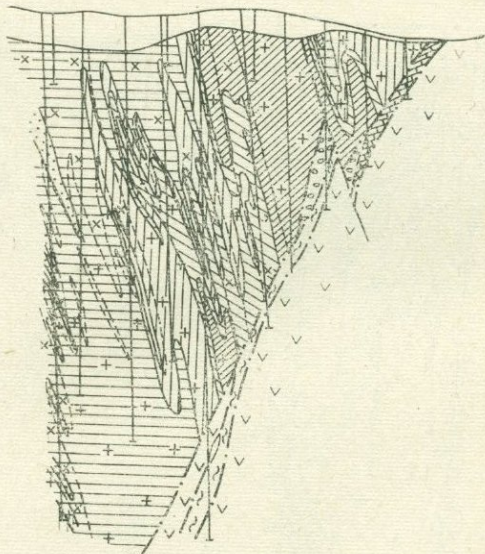
VIII — никель. 1—4 — содержания элементов (1 — фоновые, аномальные с вероятностью Другие усл. обозн. см. на рис. 1.

пользовалось изучение первичных ореолов рассеяния различных металлов, их коррелятивных связей и распределение элементов-примесей в пиритах. Обработка результатов проводилась по известным методикам (Разумовский, 1962; и др.).

Ореолы рассеяния элементов, связанных с рудообразованием (Cu, Mo, Sn, W, Ag, Bi), подчиняются рудолокализирующим структурам. Они



IV



V

Рис. 4. Ореолы рассеяния элементов-примесей в пиритах.

I — кобальт (1 —  $<0,001$ ; 2 —  $0,001-0,005$ ; 3 —  $0,005-0,01$ ; 4 —  $0,01-0,05$ ; 5 —  $>0,05$ ); II — ни  
 4 —  $0,1-0,2$ ; 5 —  $>0,2$ ); III — Co/Ni (1 —  $<0,1$ ; 2 —  $0,1-0,5$ ; 3 —  $0,5-1,0$ ; 4 —  $1,0-5,0$ ; 5 —  $5,0-1,5$ ;  
 3 —  $1,5-2,0$ ; 4 —  $2,0-3,0$ ; 5 —  $>3,0$ ); V — серебро (1 —  $<0,1$ ; 2 —  $0,1-0,2$ ; 3 —  $0,2-0,3$ ;  
 2 —  $0,1-0,2$ ; 3 —  $0,2-0,5$ ; 4 —  $0,5-1,0$ ; 5 —  $1,0-2,0$ ; 6 —  $>2,0$ ). Кобальт и никель даны в про-  
 ных величинах. Другие усл.

вытянуты согласно дайкам гранит-порфиров (рис. 2, 3), а максимумы со-  
 держаний совпадают с максимумами содержаний рудных компонентов  
 (Cu, Mo). Интересно отметить, что эти максимумы в большинстве случаев  
 приурочены к выклиниванию даек гранит-порфиров и их сочленениям.  
 Кроме того, ряд максимальных значений приурочен к контактам даек  
 гранит-порфиров с гранодиоритами. Точно так же, как и рудные тела,  
 ореолы срезаются Коксайским разломом (рис. 2—4).



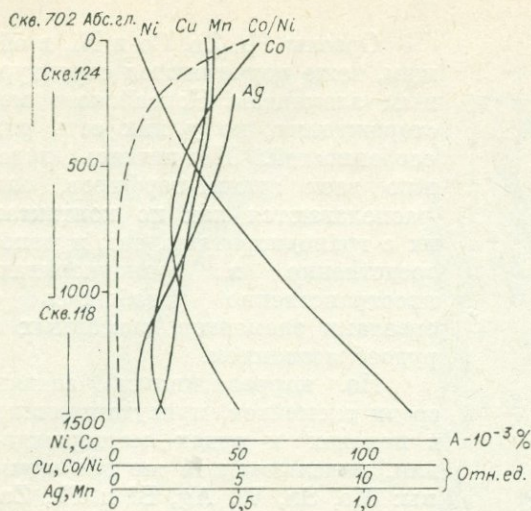


Рис. 5. Изменение содержаний элементов примесей в пиритах по вертикали. Сводный разрез по скважинам 702, 124, 118.

Коксайский гранитоидный массив разведан буровыми скважинами на глубину до 1500 м от его поверхности, перекрытой отложениями алтынэмельской свиты. Минерализация занимает интервал от 200 до 1000 м от указанной поверхности, которая вскрывается в его западной части скважиной 702. Разведанный интервал условно можно разделить на три уровня, характеризующиеся различным содержанием элементов-примесей в пиритах, а именно: 1) от 0 до 500 м — присутствие свинца и цинка, относительно малые концентрации никеля; 2) от 500 до 1000 м — полное отсутствие в пиритах свинца и цинка, появление вблизи рудных тел серебра, значительное увеличение содержания никеля (примерно до  $75 \cdot 10^{-3}\%$ ); 3) от 1000 до 1500 м — понижение содержаний меди, серебра, марганца, некоторое увеличение содержания кобальта и продолжение повышения содержания никеля (до  $130 \cdot 10^{-3}\%$ ). Таким образом, используя локальный анализ минералов, слагающих рудные тела (в частности, пиритов), можно определять уровень эрозионного среза месторождения, тем самым конкретизируя рациональное направление работ в пределах рудных полей меднопорфировых месторождений.

Г. Н. ЗАСУХИН, Л. А. ЛОГИНОВА

## ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ И МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геохимические методы широко и эффективно применяются на Южном Урале при поисках месторождений цветных металлов в пределах западного борта Магнитогорского мегасинклинория.

### МЕДНО-НИКЕЛЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геохимические работы для выявления месторождений сульфидного никеля в габброидах проводились в Сибайском рудном районе, охватывая площадь Худолазовской синклинали, осложняющей западное крыло Кизило-Уртазымского синклинория. Непосредственно в пределах Худолазов-

ской синклинали в основании разреза залегают туфобрекчии, туфы и туфопесчаники смешанного и андезитового состава, а также песчаники и углисто-глинистые сланцы живетского яруса среднего девона, объединяемые в улутаускую свиту ( $D_2gvul$ ) общей мощностью до 1000 м. На отложения улутауской свиты с размывом налегают образования колтубанской свиты франского яруса верхнего девона ( $D_3frkl$ ). В основании свиты залегают кремнистые яшмовидные туффиты (мукасовская толща —  $D_3frm_k1$  мощностью около 50 м), а ее верхняя часть сложена вулканическими брекчиями смешанного состава с обломками известняков, песчаников, туфопесчаников и туффитов с прослоями кремнистых и глинистых сланцев и алевролитов. Мощность свиты около 1000 м. В верхней части разреза залегают отложения зилаирской свиты верхнего девона и нижнего карбона ( $D_3fm - C_1tzt$ ), представленные ритмично переслаивающимися полимиктовыми туфогенными песчаниками, алевролитами и кремнисто-глинистыми сланцами с прослоями туфов порфиритов. Мощность свиты колеблется в пределах 350—850 м.

Крылья Худолазовской синклинали пологие, с углами падения 10—30°. Развита крутопадающая разрывная нарушения с амплитудами смещения 250—500 м. Доинтрузивные нарушения имеют различное простирание и падение, близкое к вертикальному.

Интрузивные породы представлены габбро-диоритами, габбро, безоливиновыми и оливиновыми и пикритовыми габбро-диабазами со шпирообразными образованиями плагиоклазовых перидотитов нижнекаменноугольного возраста. Форма интрузивов трубо-, ковше-, корытообразная, неправильная, жило- и линзообразная. Размеры от 1—2 до 5 км. Протяженность жилообразных интрузивов значительно большая. По степени дифференцированности Э. С. Бучковским выделены однородные, грубо-расчлененные и дифференцированные интрузии. Последние характеризуются наличием постепенного перехода от безоливиновых разностей сверху до богатых оливинов в нижних горизонтах.

Пробы на геохимические исследования отбирались от керн скважин и из обнажений. Валовые литохимические пробы весом 300—400 г составлялись из нескольких кусочков пород с интервала от 3 до 20 м. В среднем отбиралась 1 проба с интервала 5 м. Из пород с видимой сульфидной минерализацией отбирались пробы весом 2—3 кг на извлечение сульфидов методом флотации с последующей очисткой под бинокулярной лупой. Всего в работе использовано 2045 проб, в том числе 286 проб сульфидных концентратов. Все валовые пробы анализировались на спектрографе ИСП-28. Спектрограммы расшифровывались на 33 элемента, при этом обнаруживались 18 элементов: Cu, Pb, Zn, Ni, Co, As, Mo, Mn, Cr, Sr, V, Sn, Ba, Ti, Zr, Sb, Ag, Ge. Как правило, не обнаруживались следующие 14 элементов: Cd, Bi, W, Nb, Ti, Be, La, Te, Pt, Pd, Ce, Hf, Sc, Re. На спектрографе ИСП-51 определялись Li, Rb, Cs и на пламенном фотометре — K, Na. Пробы сульфидных концентратов анализировались спектрально на Cu, Pb, Zn, As, Ag, Ba и химически на Ni и Co. Химически в породах определялась сера и спектрохимически — золото.

Комплекс химических элементов-индикаторов был выбран с учетом геохимических особенностей характеризуемого типа месторождений и наличия пространственной связи их распределения с оруденением. В него включены Ni, Cu, Co, Ti, Cr, V, Pb. Существенная дополнительная информация получена в результате изучения распределения S, K, Na, и Rb, а также предложенной ранее (Полушкина, 1967) величины отношения содержания Cr и Ti в габброидах. Хорошим геохимическим показателем зональности габброидов на сульфидный никель, явился безразмерный мультипликативный коэффициент

$$\frac{Cr \cdot Ni}{Ti \cdot V}$$

В габброидных массивах Худолазовского комплекса выявлено 18 рудопроявлений сульфидного никеля, представляющих собой, как правило,

Таблица 1

Фоновые концентрации элементов-индикаторов медно-никелевого оруденения в интрузивных и осадочных породах

Порода	Количество проб	Содержание, %						
		Cu	Ni	Co	Cr	Ti	V	Pb
Габбро	14	0,006	0,003	0,001	0,003	0,3	0,009	0,0002
Песчаники, сланцы, туффиты	52	0,005	0,005	0,0003	0,008	0,2	0,007	0,0007

Примечание. Для расчетов использованы данные геохимического опробования пироксен-роговообманковых габбро безрудной Япрактивской интрузии и сопредельных с ней осадочных образований.

донные залежи ликвационного происхождения. Задачей геохимических работ являлась выработка рациональных методов выявления габброидных массивов. При этом были использованы результаты гравиразведочных и сейсмических работ, позволившие оконтурить части габброидных массивов до глубины 1200—1500 м от поверхности.

Отклонения величин концентраций элементов от их фоновых ( $C_{\phi}$ ) (табл. 1) значений характеризовались коэффициентом аномальности  $K = \frac{\bar{C}_i}{C_{\phi}}$ , где  $C_i$  — среднее арифметическое содержание в породах исследуемой выборки.

В связи с наличием медно-никелевого оруденения в интрузивных залежах и во вмещающих их осадочных породах наблюдаются повышенные концентрации Cu, Ni, Cr, Co, Pb. Содержания ряда химических элементов и коэффициенты аномальности в осадочных породах зилаирской и колтубанской свит, находящихся вблизи некоторых рудоносных интрузивных залежей худолазовского комплекса, приводятся в табл. 2. Как видно, наиболее высокими содержаниями меди, никеля и кобальта, а следовательно, и коэффициентами аномальности, характеризуются осадочные породы, расположенные ниже руды в интервале 0—5 м. На большем расстоянии вниз от руды содержание меди и никеля падает до уровня фонового. Существенным является наличие аномальных концентраций меди, свинца, никеля, кобальта и хрома в надрудных осадочных породах, зажатых в габбро и габбро-диабазов (рудопроявления Северный Бускун и Северный

Таблица 2

Содержания химических элементов в осадочных породах зилаирской и колтубанской свит вблизи рудоносных интрузивных залежей худолазовского комплекса

Элемент	Содержание, %				Коэффициент аномальности содержаний			
	I	II	III	IV	I	II	III	IV
Cu	0,008	0,006	0,016	0,005	1,7	1,4	3,4	1
Pb	0,002	0,001	0,0007	0,0003	2,3	1,9	1	0,4
Zn	0,005	0,004	0,004	0,004	1,2	1	1	1
Ni	0,01	0,006	0,012	0,006	2	1,3	2,5	1,3
Co	0,0006	0,0005	0,0009	0,0005	2	1,7	3	1,7
Cr	0,02	0,013	0,011	0,014	2,4	1,6	1,4	1,7
Ni	0,36	0,33	0,18	0,24	2	1,8	1	1,3
V	0,007	0,006	0,007	0,008	1	1	1	1,2
Mn	0,2	0,3	0,23	0,14	1,7	2,5	1,9	1

Примечание. I — в ксенолитах среди габбро и габбро-диабазов, рудопроявления Сев. Бускун и Сев. Карасаз (45 проб); II — в удалении от габбро и габбро-диабазов от 0 до 20 м, рудопроявления Сев. Бускун, Сев. Карасаз, Туркменово (42 пробы); III — от 0 до 5 м ниже руды, рудопроявления Сев. Бускун, Туркменово, Ташлы-Тау (10 проб); IV — от 5 до 15 м ниже руды, рудопроявление Русеево-II (8 проб).

Карасаз). Таким образом, в отдельных случаях осадочные породы обогатились рудными элементами, по-видимому, вследствие экзоконтактовых явлений, сопровождавших становление рудоносных интрузивных залежей. Однако для осадочных пород в целом не характерно постепенное уменьшение содержаний упомянутых выше элементов по мере удаления от интрузивной залежи. Определенное, но не решающее влияние на формирование повышенных содержаний меди, никеля и хрома в осадочных породах оказали дайки.

В распределении отдельных элементов наблюдаются следующие закономерности.

**Никель.** Минимально-аномальное содержание в габброидах составляет 0,03%, в осадочных породах — 0,01%. Над рудной залежью обычно наблюдается первичный ореол никеля ( $>0,03\%$ ), мощностью до 50 м, сменяющийся выше зоной (60—100 м) пониженных ( $<0,01\%$ ) его концентраций. Иногда картина распределения никеля оказывается более сложной. В подрудных габбро-диабазях обычно наблюдается весьма низкое его содержание — менее 0,003%. В осадочных породах, примыкающих к рудоносным интрузивам, наблюдаются аномальные содержания. Иногда отмечается послонное обогащение осадочных пород. Повышенные количества никеля в осадочных породах (0,001 — 0,03%) можно использовать в качестве поискового признака на рудоносные интрузивные залежи.

**Медь.** Повышенное содержание данного элемента (более 0,01%), при отсутствии аномальных концентраций никеля, служит характерным поисковым признаком на медно-никелевое оруденение в безоливиновых габбро и габбро-диабазях (Северо-Бускунский участок).

**Хром.** Поля аномальных содержаний этого металла широко распространены в пределах рудоносных интрузивных залежей. Его средние содержания (0,01—0,03%) увеличиваются в более основных породах и в нижних частях интрузивов.

**Кобальт.** Аномальные поля кобальта приурочены, как правило, к интрузивам, вмещающим рудопоявления. Его содержания в габброидах 0,003% и более, в осадочных породах — 0,0008—0,001%.

**Титан.** Уровень концентраций титана колеблется в породах в широких пределах: от 0,001 до 1% и более. С увеличением магнезиальности интрузивных пород наблюдается уменьшение его содержаний.

**Свинец, цинк, золото.** Эти элементы образуют аномальные поля преимущественно в осадочных породах. В них выше также фоновые содержания свинца, по сравнению с интрузивными породами. Цинк и золото в интрузивных породах в основном накапливаются в зонах сульфидной минерализации, а свинец обособляется от них, концентрируясь вблизи кровли и подошвы этих зон. В надрудных интрузивных породах формируется ореол свинца, не примыкающий к зоне оруденения.

Среднее арифметическое содержание серы в породах района, по данным анализа 551 пробы, близко к 0,3%. Фоновое ее содержание в 1,5—2 раза ниже этой величины. В осадочных породах при содержании серы от 0,008 до 0,7% фиксируются постоянные фоновые содержания металлов. При увеличении количества серы от 0,7 до 3% отчетливо наблюдается возрастание концентраций никеля и меди, что свидетельствует об их совместном привносе. В диоритах и габбро-диоритах содержание меди начинает возрастать вместе с серой при содержании последней более 0,02%, а содержание никеля и кобальта — выше 0,2% серы. Концентрация титана с увеличением количества серы уменьшается. В габбро-диабазях содержания никеля, меди, золота, свинца и серебра начинают увеличиваться с ростом концентрации серы от 0,1%. При содержании серы 3% содержание меди и никеля составляет по 0,3%.

Литий и рубидий привносятся, по-видимому, вместе с серой, о чем свидетельствует наличие значимой положительной корреляции. Среднее содержание калия и натрия в туфогенно-осадочной толще около 1,7%,

в габброидах — соответственно 0,1—0,5 и 1—4%. В придонной части интрузивов уровень концентраций калия возрастает до 0,5—1%.

Имеющиеся закономерности в распределении химических элементов в пределах околорудного пространства свидетельствуют о наличии первичных геохимических ореолов. Рассматриваемые рудоносные объекты Худозавского района имеют строение, аналогичное другим месторождениям (Норильский район и Кольский полуостров), относящимся к тому же генетическому типу (Нюппенен, 1969; Разгонов, 1972).

Содержание свинца в габбро-диабазы Бускунского массива увеличивается от 0,0002% около рудного тела до 0,005% вверх на расстоянии 75 м, а цинка от 0,004 до 0,01%. В сульфидных концентратах при удалении от рудного тела вверх на расстоянии 100—125 м концентрации меди уменьшаются в 2,5 раза, а мышьяка и серебра — в 4 раза. На том же интервале вверх от руды наблюдается увеличение содержаний титана в 7 раз (от 0,01 до 0,07%).

Подрудная часть ореола протягивается вниз на расстоянии 15 м. В этом направлении концентрации хрома увеличиваются в 2 раза, а содержание меди и свинца уменьшается в 2 раза, кобальта — в 10 раз.

Особо эффективны для оценки уровня эрозийного среза интрузивов величины отношений  $\frac{Cr}{Ti}$  и  $\frac{Cr \cdot Ni}{Ti \cdot V} \cdot 100$ .

О целесообразности использования подобных коэффициентов указывается в литературе (Соловов, Гаранин, 1968; Григорян, Янишевский, 1968; и др.). В данном случае при выборе первого коэффициента учитывались установленные закономерности накопления титана в относительно кислых дифференциатах исследуемых массивов и на верхних уровнях интрузивов при одновременном увеличении средних содержаний хрома в основных и ультраосновных разностях, обычно приуроченных к нижним частям интрузивов. В соответствии с этим величина избранного отношения увеличивается в направлении от верхних горизонтов интрузивов к нижним, варьируя в пределах 3—4 математических порядков (рис. 1). Она отражает степень дифференцированности габброидов и изменение их состава на глубину.

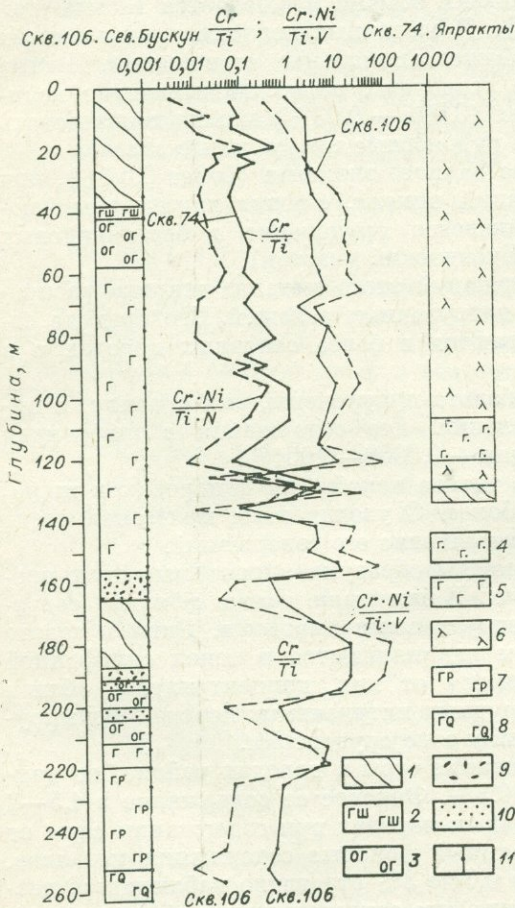


Рис. 1. Распределение величин отношений  $\frac{Cr}{Ti}$  и  $\frac{Cr \cdot Ni}{Ti \cdot V}$  в породах безрудной (74, Япракты) и рудоносной (106, Сев. Бускун) скважин Худозавского района.

1 — туффиты, туффопесчаники и сланцы колтубанской свиты; 2 — шпиритовые безоливиновые габбро-диабазы; 3 — оливиновые и оливинсодержащие габбро; 4 — диабазы; 5 — пироксен-роговообманковые габбро; 6 — габбро-диабазы (нерасчлененные); 7 — пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро; 8 — кварц-роговообманковые габбро и кварцевые лейкогаббро; 9 — убогие руды (Ni — 0,1—0,3%); 10 — рядовые руды (Ni — 0,3—1,0%); 11 — точки отбора геохимических проб.

Введение во второе отношение никеля (в числитель) и ванадия (в знаменатель) усиливает его контрастность как показателя степени дифференцированности и никеленосности исходной магмы. Если для безрудного Япрактинского массива величина этого коэффициента составляет 0,005—0,5, то для рудоносного Северо-Бускунского массива она колеблется для его надрудной части в пределах 10—100 (см. рис. 1). Лишь в единичных точках значение коэффициента не укладывается в указанный интервал. При приближении к рудной зоне наблюдается отчетливое увеличение значений рассмотренных коэффициентов.

При оценке никеленосности района приняты во внимание следующие данные:

- 1) генетический тип сульфидной никелевой минерализации (магматическая ликвация);
- 2) сравнительно небольшая глубина эрозионного среза потенциально рудоносных массивов и их внутреннее строение;
- 3) геохимические особенности рудоносных интрузивов, включая их петрохимическую характеристику;
- 4) наличие геохимических аномалий в толще осадочных пород, вмещающих рудоносные интрузивы;
- 5) известные в настоящее время проявления сульфидной медно-никелевой минерализации и запасы в них никеля, меди и кобальта;
- 6) материалы интерпретации грави- и сейсморазведочных работ о глубинном строении района.

Были подсчитаны общие прогнозные запасы никеля до глубин 1,0 и 1,5 км, для чего на известных объектах было определено соотношение между количеством этого металла в изучаемых габброидных массивах (при подсчетах принято фактически установленное среднее содержание никеля в габброидах Худолазовского комплекса — 0,016%) и его запасами в сульфидных залежах. Это соотношение получилось равным 0,15, т. е. в рудах сосредоточивается примерно седьмая часть общих запасов никеля в массивах.

Подсчитаны также прогнозные запасы для отдельных массивов, что позволило дать оценку никеленосности рассматриваемого района в целом.

## МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Геологоразведочные работы, проведенные Башкирским геологическим управлением в течение последних лет, привели к открытию новых колчеданных месторождений. Геологические условия залегания рудных тел этих месторождений существенно отличаются от ранее известных. Изучение эндогенных геохимических ореолов новых глубокозалегающих месторождений позволило выявить совершенно новые особенности их морфологии и внутреннего строения, определяющие необходимость нового подхода к их выявлению, интерпретации и использованию при поисковых работах.

В пределах западного борта Магнитогорского мегасинклинория на территории Башкирии выделяются два типа (рис. 2) эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений.

I — открытые ореолы: А — с надрудным уровнем эрозионного среза; В — с рудным уровнем эрозионного среза; В — с подрудным уровнем эрозионного среза;

II — закрытые ореолы: Г — в отложениях вулканических построек центрального типа, в той или иной мере охваченных процессами метасоматоза и содержащих горизонты с проявлениями рудного минералообразования, имевшего место в период формирования туфогенно-осадочных слоев. В случае наклонного залегания вулканогенных толщ рудные зоны этих ореолов с интенсивной минерализацией и высокоаномальными содер-

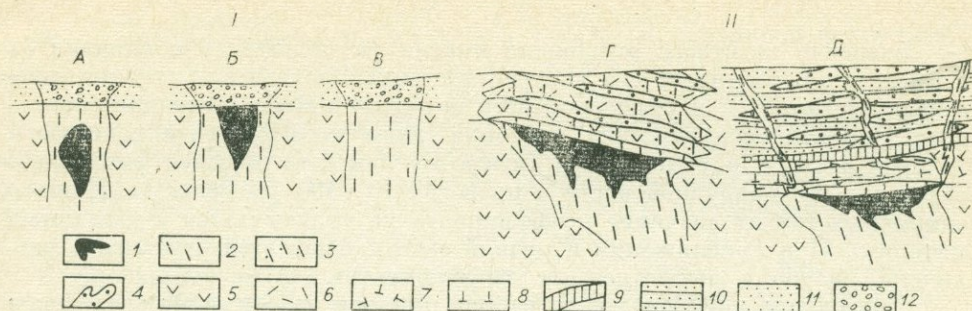


Рис. 2. Типы (I и II) и подтипы (А, Б, В, Г, Д) эндогенных ореолов колчеданных месторождений Южного Урала (пояснения см. в тексте).

1 — рудные тела; 2 — околорудные геохимические ореолы, связанные с метасоматитами; 3 — слабые проявления надрудных ореолов, связанные с метасоматозом; 4 — послонные аномалии в надрудных толщах; 5 — рудовещающие эффузивно-пирокластические породы; 6 — надрудные эффузивно-пирокластические породы; 7 — надрудные пирокластические породы; 8 — субвулканические тела андезитового и дацитового состава; 9 — кремнисто-гематитовые породы бугулыгурского горизонта; 10 — туфогенно-осадочные породы улутауской свиты среднего девона; 11 — элювиально-делювиальные отложения; 12 — вторичные гипергенные ореолы расщелин.

жаниями рудных элементов иногда могут по восстанию выходить на поверхность эрозионного среза палеозойских пород; Д — в отложениях вулканических построек центрального типа, с угловым и стратиграфическим несогласием перекрытых туфогенно-осадочными породами улутауской свиты. Ореол этого типа охватывает все породы нижнего и верхнего структурного яруса.

Ореолы I типа распространены достаточно широко. Представителем подтипа I-A, с надрудным эрозионным срезом, является ореол Озерного месторождения и ряда месторождений в Баймакском районе. Подтип I-B, с рудным срезом, представлен местонахождениями Учалы, Сибай, Маган и др. К подтипу I-B, с подрудным эрозионным срезом, по-видимому, относятся зоны серицитизации на участке Белая Глинка, некоторые выходы кварц-серицитовых пород в южной части Маганской рудоносной зоны. Перечисленные подтипы ореолов характеризуются наличием выходящих на поверхность эрозионного среза ореолов, связанных с околорудными метасоматитами. Геохимическая зональность таких ореолов изучена и подробно описана ранее (Засухин, 1969, 1972).

Ореолы II типа — закрытые. Эта группа ореолов, изученных в последние годы, по-видимому, в дальнейшем будет подразделяться на два типа, так как между включенными в нее объектами имеются достаточно существенные различия. В то же время следует ожидать открытия месторождений под покровом пород колчубанской и зилаирской свит, ореолы которых должны быть выделены в самостоятельный тип.

К подтипу II-Г относятся ореолы Октябрьского и Юбилейного месторождений. Для него характерно развитие мощного метасоматического ореола под рудным телом, охватывающего также зону 5—10 метров надрудных пород, примыкающих непосредственно к рудному телу. В перекрывающих рудное тело вулканогенных породах, представленных лавами, туфолавами, туфами и туффитами, с обычно значительным развитием различных секущих и послонных субвулканических образований, устанавливается связанный с секущей трещиноватостью и расщеплением ослабленный метасоматический ореол, который сочетается с послонными гидротермально-осадочными проявлениями рудной минерализации, фиксирующейся в виде послонных аномальных зон, приуроченных к туфогенно-осадочным, часто кремнистым породам. Послонные аномалии в надрудных толщах часто оторваны от ореольных зон, примыкающих к рудным телам. Их образование связано с отложением в процессе формирования

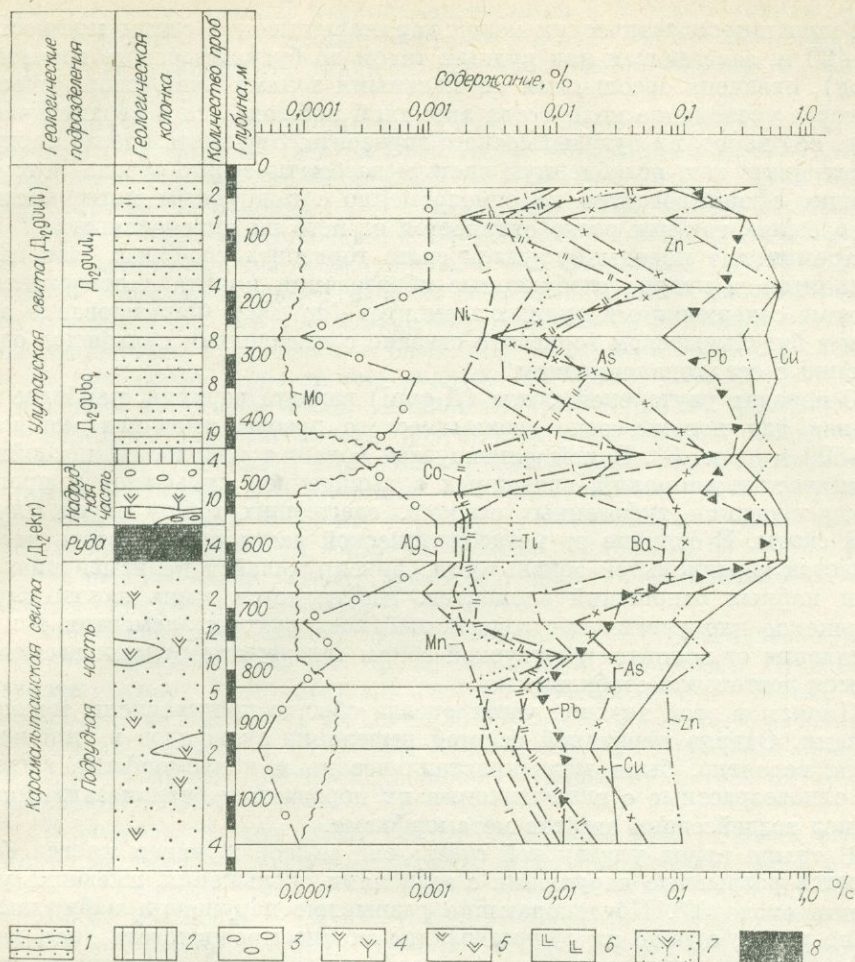


Рис. 3. Распределение по вертикали средних содержаний элементов-примесей в пиритах по осредненной геолого-стратиграфической колонке Подольского месторождения.

1 — туфы, туффиты улутауской свиты с перекристаллизованным пиритом; 2 — кремнистые сланцы бугульгирского горизонта с глобулярным осадочным пиритом; 3 — средне- и крупнообломочные туфы карамальташской свиты; 4 — дацито-андезитовые порфириты; 5 — андезитовые порфириты; 6 — диабазы; 7 — гидротермально-метасоматические породы; 8 — колчеданные руды.

осадков рудных элементов, поступающих в воды вулканических озер с гидротермальными растворами из глубины. Это подтверждается наличием прослоев непроницаемых кремнистых пород с законсервированными в них коллоидными выделениями пирита. Аналогичные послойные аномалии могут формироваться в результате проникновения гидротермальных растворов по слоям с повышенной пористостью и проницаемостью, заключенным в толще вулканитов, которые слагают постройки центрального типа. Взаимное наложение указанных проявлений геохимических аномалий в надрудной толще создает сложную картину распределения рудных элементов в этой части ореола.

Подтип II-Д представлен эндогенным ореолом Подольского месторождения. Подрудная и надрудная толщи пород карамальташской свиты (D<sub>2</sub>ekr) охвачены метасоматическим ореолом. В наиболее интенсивной форме он развит в подрудной части и в зоне мощностью 5—10 м, непосредственно развитой над рудным телом и примыкающей к нему.

Толща пирокластических пород карамалыташской свиты мощностью 120—160 м, залегающая над рудным телом до бугульгырского горизонта (D<sub>2</sub>ebg), охвачена ореольными аномальными зонами лишь спорадически. Некоторое увеличение количества аномалий наблюдается в верхней части толщи, под породами бугульгырского горизонта. Эту часть ореола следует рассматривать как ослабленную часть метасоматического ореола, которая, вероятно, сформировалась не одновременно с подрудным метасоматическим ореолом, так как резко отличается от него по интенсивности.

Кремнистые породы бугульгырского горизонта содержат «законсервированные» в кварце глобулярные образования пирита с относительно высокими содержаниями рудных элементов (до 1%). Формирование аномалии в бугульгырском горизонте связано с выделением сульфидов одновременно с осадконакоплением.

В породах улутауской свиты (D<sub>2</sub>gvul) развита верхняя, наиболее интересная для поисков зона геохимического ореола, имеющая мощность 450—500 м (рис. 3). В ней фиксируется большое количество послонных геохимических аномалий, связанных с выпадением сульфидов в процессе формирования туфогенных осадков, слагающих толщу пород улутауской свиты. В отличие от метасоматической части ореола, здесь не наблюдается вертикальной зональности, фиксирующейся по изменению величин парных отношений элементов. Наблюдается лишь закономерное уменьшение или увеличение содержаний всех рудных элементов. По мере удаления от подошвы улутауской свиты содержание рудных элементов остается достаточно стабильным.

Пириты в этой верхней части ореола обычно представлены метакристаллами. Однако первичной формой выделения сульфидов в этой части ореола, вероятно, были мелкокристаллические и колломорфные выделения, одновозрастные с включающими их породами и раскристаллизованные под воздействием агентов метаморфизма.

В толще пород улутауской свиты над месторождением иногда фиксируются разрывные нарушения с зеркалами скольжения, имеющие угол падения около 40°. Крутопадающие разрывные нарушения наблюдаются крайне редко, однако их существование можно предполагать (как каналов для выхода на поверхность рудоносных растворов), поэтому на схеме (см. рис. 2, II-Д) они показаны. Наличие подобных нарушений над рудным телом или по его периферии может создать послонные формы выделения сульфидов, связанные с гидротермальным метасоматозом. Однако их роль и объем в надрудной части ореола незначительны.

Выявленные особенности эндогенных ореолов колчеданных месторождений на Южном Урале успешно используются при проведении здесь геохимических работ.

М. Н. АФАНАСЬЕВ

## ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ УДЕРЕЙСКОГО СУРЬМЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Удерейское сурьмяное месторождение расположено в типичном горно-таежном районе Енисейского кряжа на обоих склонах долины р. Удерей, в ее верхнем течении. Рельеф низкогорный с абсолютными отметками до 650 м, относительными — 150—200 м. Крутизна склонов 10—15°, редко 20—25°. Река пересекает месторождение в широтном направлении.

Месторождение располагается в полосе развития филлитизированных сланцев удерейской свиты верхнего протерозоя. Околорудные изменения пород выражаются в карбонатизации, турмалинизации, окварцевании, хлоритизации и серицитизации. Сульфидизация проявилась в

образовании рассеянной вкрапленности пирита и арсенопирита. Арсенопирит образует значительные скопления в виде густой равномерно рассеянной вкрапленности, главным образом непосредственно в зоне контакта с жилами.

Выделяются три рудоносных участка: Северо-Восточный, Центральный и Юго-Западный. Они располагаются в пределах единой рудоносной зоны, имеющей протяженность 3,5 км. Центральный участок является приподнятым по отношению к Северо-Восточному и Юго-Западному.

Рудные тела месторождения представляют собой кварц-антимонитовые и антимонит-кварцевые жилы и жилообразные оруденелые зоны сланцев с весьма сложной формой и неравномерным распределением в них металла (рис. 1). Они контролируются зонами смятия и интенсивной трещиноватости и залегают в большинстве случаев согласно с вмещающими породами. Простираение рудных тел в основном северо-восточное с падением на северо-запад; длина их по простиранию достигает 180 м.

Текстуры руд: массивные, брекчиевые, прожилковые и прожилково-вкрапленные. Главными минералами, слагающими руды, являются антимонит и бертьерит, а из жильных — кварц. Довольно часто присутствуют арсенопирит, пирит, сидерит, серицит и гидрослюда. Редкие минералы представлены флюоритом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами, весьма редкие — самородным золотом, кобальтином, джемсонитом. Процессами окисления руды затронуты слабо.

Месторождение впервые зафиксировано в 1960 г. металлометрической съемкой масштаба 1:25 000, проведенной В. М. Ивановым. Этой съемкой охвачен только Юго-Западный участок месторождения. Металлометрическая съемка проведена по сети 250×50 м с отбором проб из закопшек, из подпочвенного слоя, с глубины 0,25—0,30 м. Спектральный приближенно-количественный анализ проводился методом просыпки на ИСП-28 с приставкой УСА-4.

В результате этих работ на Юго-Западном участке были выявлены вторичные ореолы рассеяния сурьмы, мышьяка, цинка, меди и свинца (рис. 2). Размеры ореолов достигают: сурьмы — 0,54 км<sup>2</sup> с содержанием до 0,03%; мышьяка — 4,8 км<sup>2</sup> с содержанием до 0,03%; цинка — около 2 км<sup>2</sup> с содержанием 0,01%. Ореолы свинца и меди (0,01%) имеют меньшие размеры.

В дальнейшем проведенная на месторождении металлометрическая съемка масштаба 1:5 000 подтвердила ореолы сурьмы и мышьяка на Юго-Западном участке и выявила новый Северо-Восточный участок. На Центральном участке геохимические работы не проводились.

В 1966 г. В. З. Яковчуком в пределах вторичных ореолов сурьмы и мышьяка встречены свалы богатых сурьмяных руд. Эта находка, в совокупности с вышеуказанными вторичными ореолами, позволила обосновать постановку детальных обследований, в результате которых была вскрыта сурьмяная минерализация.

Первичные ореолы рассеяния на Удерейском месторождении изучались по скважинам, пробуренным на Центральном участке по разведочной линии 9,5 (скважины 54, 61 и 73) на участке сближенных рудных тел 12 и 11 и по разведочной линии 8 (скв. 185) в подрудной части последних. Расстояние между горизонтами пересечения рудных тел скважинами равнялось 90—110 м (по падению). Опробование керна осуществлялось методом пунктирной борозды длиной 1—2 м. Анализ проб спектральный приближенно-количественный, методом просыпки. Пробы анализировались на Sb, As, Zn, Cu и Pb, а по некоторым скважинам — также на Co и Ni.

На рис. 3 показаны сурьмяные рудные тела и расположенные в зонах их контактов участки густой вкрапленности арсенопирита, имеющие мощность до 10 м и более и содержание мышьяка до 1% и выше, обозначенные как «мышьяковые залежи».

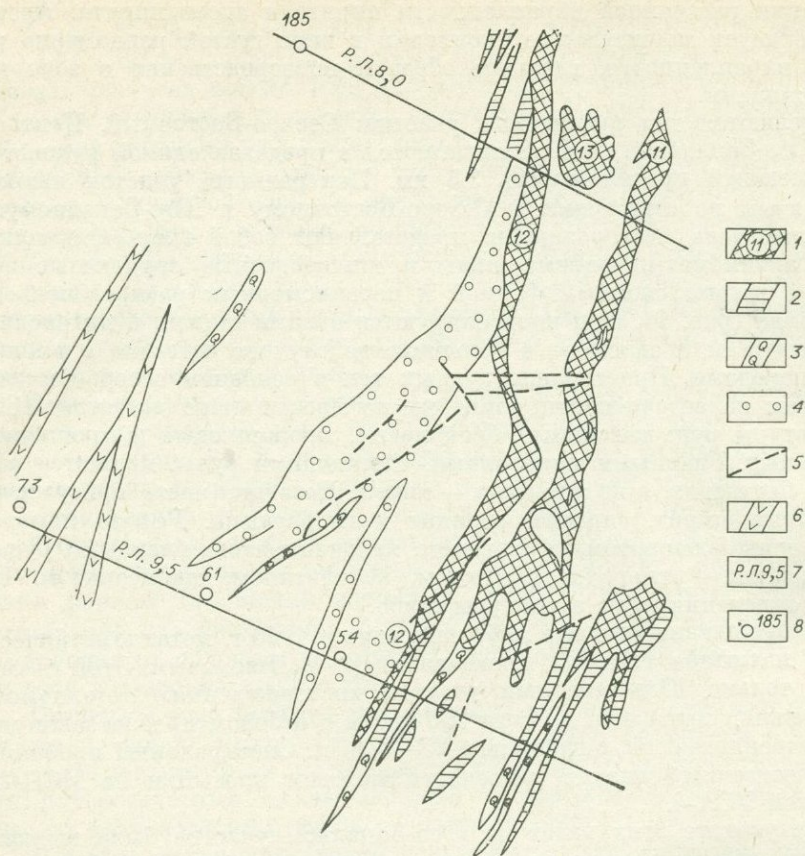


Рис. 1. План рудных тел 12 и 11 Центрального участка Удерейского месторождения.

1 — рудное тело и его номер; 2 — кварц с вкрапленностью антимонита, оруденелые сланцы; 3 — кварцевые жилы; 4 — окварцевание (сеть тонких кварцевых прожилков); 5 — тектонические трещины; 6 — участки повышенной трещиноватости; 7 — разведочная линия и ее номер; 8 — скважина.

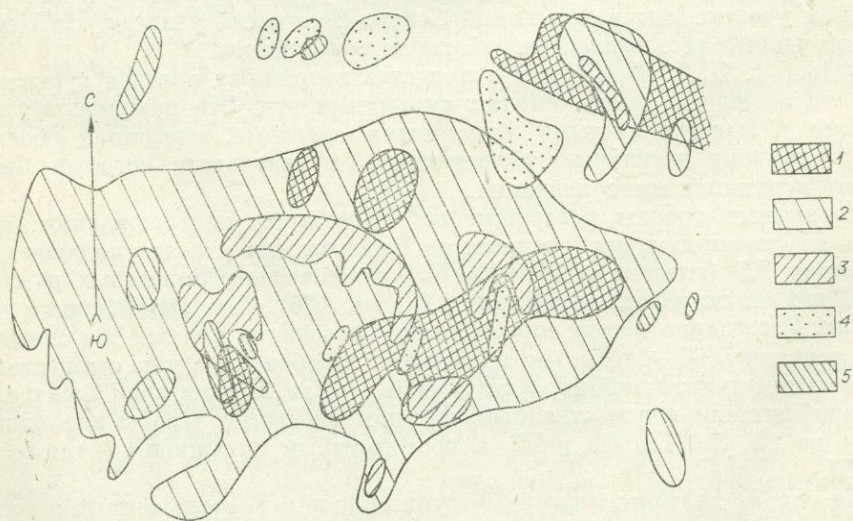


Рис. 2. Вторичные ореолы рассеяния Юго-Западного участка Удерейского месторождения.

Содержание элементов в ореолах (%): 1 — сурьма (0,03 и выше); 2—3 — мышьяк (2 — 0,003 и 3 — 0,01 и выше); 4 — медь (0,01); 5 — свинец (выше 0,01).

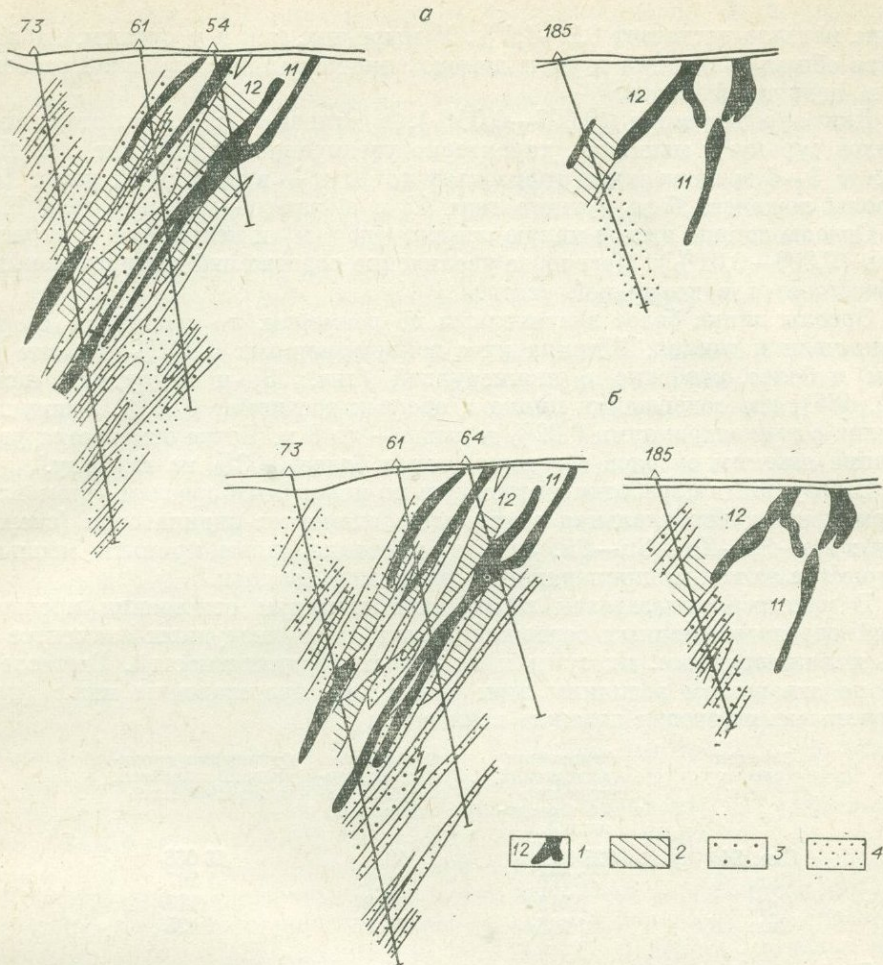


Рис. 3. Первичные ореолы сурьмы (а) и цинка (б) около рудных тел 12 и 11 Центрального участка Удереysкого месторождения.

1 — сурьмяные рудные тела и их номера; 2 — «мышьяковые залежи»; 3—4 — первичные ореолы сурьмы и цинка соответственно с содержаниями (%): 0,01—0,03 и 0,04—0,1 (3), >0,03 и >0,1 (4).

Первичные ореолы сурьмы и мышьяка значительно превосходят по ширине рудные тела, ореолы же меди, свинца и цинка имеют вид узких полос, параллельных рудным телам. Для подрудной части характерно общее увеличение ширины ореолов последних трех элементов.

Ширина ореолов сурьмы с содержанием от 0,01% и выше достигает 50 м и более. В пределах этих контуров встречаются отдельные вытянутые параллельно рудным телам ореолы с концентрациями выше 0,04%, шириной не более 10—12 м. Максимальные содержания сурьмы в ореоле ограничиваются бортовым содержанием. Наблюдается тенденция уменьшения концентраций этого металла с глубиной, особенно подрудной части (скв. 185), где зафиксированы содержания в пределах 0,01—0,03% (см. рис. 3, а).

Ореолы мышьяка с концентрациями 1% и выше выделены на разрезах как «мышьяковые залежи». Ширина их достигает в отдельных случаях 15 м, а в сумме по скважинам — до 30 м. За пределами этих залежей в ореолах преобладают содержания мышьяка 0,01—0,03%. Общая ширина ореолов с содержанием 0,01% и выше достигает 100 м и более. Среди этих ореолов выделяются участки с мощностью до 15 м, в которых содер-

жание металла достигает 0,2—1,0%. У мышьяка, как и у сурьмы, наблюдается общая тенденция к уменьшению концентраций с глубиной, особенно в подрудной части.

Для ореолов меди (0,007—0,05%), в отличие от соответствующих ореолов сурьмы и мышьяка, характерно увеличение их ширины с глубиной: от 3—5 м на верхних горизонтах до 10 м — в подрудной части (со стороны лежачего бока рудного тела 12 и висячего — рудного тела 11).

Ореолы свинца имеют малую ширину (до 4 м) и невысокую контрастность (0,006—0,01%). Некоторое увеличение содержаний данного элемента отмечается в подрудной части.

Ореолы цинка более значительны по размерам, по сравнению с ореолами меди и свинца. Ширина их с концентрациями 0,007% и выше до 10 м и более, особенно в нижнерудной (скв. 73) и подрудной части (скв. 185), где содержания цинка в ореолах достигают 0,03%, а ширина ореолов с концентрациями 0,02% и выше — до 8 м. Четко отмечается увеличение ширины ореолов с содержаниями более 0,03% на глубину.

В результате обработки материалов по первичным ореолам установлена следующая вертикальная зональность элементов-индикаторов (сверху вниз): As—Sb—Zn—Cu—Pb. За над- и верхнерудные приняты мышьяк и сурьма, а за под- и нижнерудные — цинк, медь, свинец.

В качестве показателей зональности приняты отношения произведений средневзвешенных содержаний над- и верхнерудных элементов к под- и нижнерудным, их сумм и линейных продуктивностей. Вычисленные по скважинам величины этих отношений представлены ниже (при подсчете «мышьяковые залежи» исключены):

Сечения (сверху вниз)	Отношения произведений средневзвешенных со- держаний	Отношения сумм средне- взвешенных содержаний	Отношения произ- ведений линейных продуктивностей
Скв. 54	325 402	13,1	16 068
Скв. 61	73 779	10,45	1 297
Скв. 73	8 512	3,24	177
Скв. 185	1 995	2,05	35

Выявленные особенности вертикальной зональности и характер изменения выделенных коэффициентов отношений следует учитывать при детальной разведке месторождений удерейского типа в Енисейском крае.

М. Г. КОКШАРСКИЙ, В. А. ЛАВРУХИН, В. Н. МАКАРОВ

## ОРЕОЛЫ РАССЕЯНИЯ И МЕТОДИКА ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКОВ СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Внедрению геохимических методов при поисках сурьмяной минерализации предшествовали методические и опытно-производственные исследования, проведенные сотрудниками Якутского ГУ на известных рудопоявлениях северо-востока Якутии. Изучение геохимических ореолов рассеяния сурьмяных месторождений позволило разработать наиболее рациональную методику их выявления.

Наиболее полно к настоящему времени изучены геохимические ореолы рассеяния сурьмяных проявлений Адыча-Тарынской металлогенической зоны. Она расположена в центральной части Яно-Колымской складчатой системы в пределах развития терригенных пород позднеэристового возраста и приурочена к сочленению Адыча-Эльгинского мегабра-

хипантиклинория и Ипьяли-Дебинского мегасинклинория. Зона протягивается с юго-востока на северо-запад более чем на 500 км.

Рудные тела жильного типа имеют преимущественно северо-западное простирание и крутое падение на северо-восток. Мощность их от десятков сантиметров до 7 м в раздувах. Локализованы они в зонах интенсивного смятия и дробления.

Минеральный состав тел выдержан. В основном их составляют массивные кварц-антимонитовые руды; в незначительных количествах встречаются пирит, арсенипирит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, буланжерит, бартерит и др.

Рудовмещающие породы окварцованы, пиритизированы, серицитизированы, карбонатизированы.

В околорудном пространстве месторождений выявлены первичные ореолы широкого круга элементов. Наиболее интенсивные ореолы (мощность до 150 м, контрастность до 100 фонов) образуют сурьма, мышьяк, вольфрам. Более слабые ореолы отмечаются для серебра, ртути, олова. Пространственно они связаны с рудными телами и околорудными гидротермально измененными породами. Остальные элементы образуют прерывистые, маломощные и слабоконтрастные ореолы. Контуры первичных ореолов в основном повторяют форму рудных тел, отражая изменчивость мощностей рудоносных жил и четко фиксируя рудные столбы. Над рудными телами по восстанию они прослеживаются более чем на 150 м.

Сравнение фоновых концентраций элементов с кларком для песчаников и сланцев показывает, что вмещающие породы обогащены сурьмой, мышьяком, в меньшей степени золотом, цинком и медью; резко обеднены вольфрамом, молибденом, оловом, ртутью. Примерное соответствие фона и кларка отмечается для свинца, кобальта, серебра, никеля, галлия, германия. Это можно считать характерным для месторождений всей Адыча-Тарынской зоны, поскольку изучены рудные объекты как в юго-восточной, так и в центральной и северо-западной частях зоны.

Установлена идентичность осевой и продольной зональности ореолов. На основе ряда зональности выделяются элементы, характерные для верхнерудных сечений — мышьяк, вольфрам, сурьма, золото, ртуть; среднерудных — серебро, олово; нижне- и подрудных — кобальт, никель, цинк, молибден и медь.

Выделенные комплексы элементов подтверждаются данными корреляционного анализа. Значимые положительные связи между золотом, сурьмой, мышьяком и вольфрамом отмечаются только в верхнерудных сечениях. Тесная положительная связь сурьмы с мышьяком и вольфрамом характерна для всего рудоносного интервала. Корреляция между медью, молибденом, цинком и никелем установлена только в нижнерудных и подрудных сечениях.

На основе зональности эндогенных ореолов для оценки уровня оруденения выбраны мультипликативные коэффициенты второго, третьего и четвертого порядков:

$$v_2 = \frac{As \cdot Sb}{Cu \cdot Ni}, \quad v_3 = \frac{As \cdot W \cdot Sb}{Cu \cdot Mo \cdot Zn}, \quad v_4 = \frac{Ag \cdot Sb \cdot W \cdot Au}{Cu \cdot Mo \cdot Zn \cdot Ni}$$

Контрастность их изменения от верхнерудных сечений к подрудным составляет 5—10 математических порядков.

Построены совмещенные графики, отражающие закономерную связь между мультипликативными параметрами эндогенных ореолов, уровнем вскрытия и протяженностью рудных тел. Ошибка в определении протяженности рудоносных жил составляет  $\pm 50$  м. Графики применимы при условии пересечения выработкой ореола, развитого на уровне рудных тел.

Наличие слепого оруденения устанавливается по увеличению интенсивности ореолов типоморфных элементов — сурьмы, мышьяка, вольфрама и возрастанию мультипликативных показателей с глубиной.

В связи с ярусностью оруденения возникают сложные взаимоотношения верхне-, средне- и нижнерудных комплексов элементов, обусловленные совмещением их в пространстве. По расположению абсолютных величин осредненных параметров указанных выше групп элементов в последовательном ряду выведены формулы зональности, меняющиеся сверху вниз до обратной. Их можно использовать для оценки уровня среза совместно с мультипликативными коэффициентами.

Сурьмяные рудопроявления сопровождаются вторичными литохимическими ореолами рассеяния. В рыхлых отложениях мощностью до 5 м в элювиальных и трансэлювиальных ландшафтах образуются открытые остаточные и палоченные ореолы. В трансаккумулятивном и супераккумулятивном ландшафтах формируются закрытые ореолы. Над рудными телами и первичными ореолами формируются контрастные аномалии сурьмы, мышьяка, свинца, олова, вольфрама, цинка и других элементов, охватывающие значительные площади (десятки и сотни тысяч квадратных метров). Как правило, ореолы сурьмы и мышьяка совпадают друг с другом, к ним же приурочены аномалии золота. Характерна отчетливая корреляционная связь в почвах сурьмы с мышьяком, золотом, свинцом, оловом, вольфрамом, бором.

Вторичные литогеохимические ореолы рассеяния формируются как в сезонноталых, так и в постоянномерзлых покровных образованиях. Практически для всех элементов (за исключением золота) максимальная ширина ореола в разрезе отмечается в элювиально-делювиальных образованиях на границе сезонноталого слоя.

Нижняя часть разреза вторичного ореола в мерзлых рыхлых отложениях сужается. Уменьшение размеров и интенсивности ореола наблюдается также вверх по разрезу, в почвах. Процессы рассеяния рудного вещества имеют солевую и механическую природу. Преимущественно солевое рассеяние характерно для ртути, сурьмы и мышьяка, в основном механическое — для золота. Гипергенное перераспределение рудного материала во вторичных ореолах рассеяния делает невозможным использование для их оценки коэффициентов, рассчитанных для первичных ореолов.

Наблюдается смещение максимумов аномалий по склону в трансэлювиальных ландшафтах на 20—30 м при крутизне до 20° и на 50—70 м при крутизне 25°.

Сурьмяные проявления образуют литохимические потоки рассеяния золота, сурьмы, мышьяка, олова, вольфрама, свинца, цинка, ртути и других элементов. В благоприятных условиях аномальные концентрации рудных элементов прослеживаются в гидросети на расстоянии до 3 км от источника. Максимальная контрастность аномалии характерна для сурьмы, ртути, мышьяка, цинка. Наблюдается некоторое накопление сурьмы и мышьяка — основных элементов-индикаторов в тонкой фракции донных отложений. При расположении рудных тел в неблагоприятных ландшафтных условиях — в элювиальных (автономных) ландшафтах иногда не отмечаются литохимические потоки рассеяния.

Для сурьмяных месторождений характерно формирование в их пределах слабокислых и нейтральных ( $pH$  5—7) гидрогеохимических полей, с минерализацией до первых граммов в литре и преимущественно сульфидно-магниевым составом воды. Типоморфный комплекс микроэлементов в рудничных и ореольных водах содержит большое число элементов — сурьму, мышьяк, ртуть, золото, олово, бор, свинец, галлий, кобальт, германий, серебро, вольфрам, таллий, литий и др.

Контрастность водных ореолов рассеяния наиболее значительна для сульфатов, сурьмы, мышьяка, магния ( $n \cdot 100—1000$ ) и несколько ниже для ртути, олова, галлия, кобальта ( $n \cdot 10—100$ ).

Зональность и размеры водных ореолов рассеяния в большой мере зависят от минералогических и геолого-структурных особенностей месторождений и рудных полей.

Внутренняя зона гидрогеохимических полей сурьмяных месторождений располагается непосредственно в пределах рудных тел и охватывает площадь 0,5—1,0 км<sup>2</sup>. В этой зоне концентрации сурьмы (мкг/л в водах превышают 10—20 (до 2400), мышьяка 20 (до 250), ртути 4 (до 20). Встречаются здесь также и другие элементы, упоминавшиеся выше.

Внешние контуры гидрогеохимических полей, как правило, образуются аномальными концентрациями сульфат-иона и ртути, иногда сурьмы. Размеры водных ореолов этих компонентов составляют 2—3 км<sup>2</sup>, иногда достигая 10—11 км<sup>2</sup>. Концентрации сульфатов во внешней зоне гидрогеохимических аномалий колеблются от 2 до 50 мг/л, ртути — 0,5—3 мкг/л. Источником сульфат-иона в ореольных водах месторождений являются не только сульфиды рудных тел, но и околорудная сульфидизация, охватывающая более значительные площади.

В супераквальных ландшафтах (болота, торфяники) эффективно применение биогеохимических поисков с опробованием торфа, растительности, в том числе и водных мхов (биогеохимия). Сурьмяная минерализация вызывает образование контрастных биогеохимических аномалий сурьмы, мышьяка, серебра, кадмия, висмута, вольфрама, олова, кобальта, марганца.

В ЯТГУ применяется следующая методика геохимических поисков сурьмяных месторождений.

При региональной оценке территории целесообразны комплексные геохимические поиски по потокам рассеяния, включающие лито-, гидро- и биогеохимическое опробование масштаба 1:200 000. Применяемая в данном масштабе сеть опробования позволяет достоверно выявлять комплексные геохимические аномальные поля, в пределах которых планируются работы следующего этапа. Целесообразно использовать экспрессное определение сурьмы в воде, водных и кислых вытяжках из донных проб и растительности колориметрическими методами в полевой лаборатории.

Второй этап — проведение поисков для выделения рудоносных структур. На этом этапе целесообразно проведение геохимических поисков по потокам рассеяния масштаба 1:50 000 и литохимических поисков по первичным и вторичным ореолам рассеяния на локальных площадях в основном в масштабе 1:25 000.

Третий этап — оценка рудных тел, заключается в проведении детальных наземных геофизических исследований в пределах геохимических аномалий, параллельном литохимическом опробовании по вторичным ореолам рассеяния в масштабе 1:10 000—1:25 000, литохимическом опробовании по первичным ореолам рассеяния на обнаруженных участках и горных выработках. На площадях, перекрытых рыхлыми отложениями, эффективно применение литохимических поисков с опробованием керна мелких картировочных скважин по сети 200×40 м.

Как показывает практика геологоразведочных работ в экспедициях ЯТГУ подобная этапность геохимических исследований обеспечивает планомерное, экономически и геологически эффективное изучение территории.

В. А. БОРОДИН, И. Ф. БРОВЧУК, В. В. АКСЕНЕНКО, Н. С. НОСЕНКО  
**ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ФОРМ НАХОЖДЕНИЯ РТУТИ  
В ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛАХ  
ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ СКРЫТОГО  
СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Геохимические поиски по первичным ореолам скрытого оруденения, локализованного в пологозалегающих структурах, представляют значительные трудности при оценке перспектив рудоносных участков. В связи с этим в последние годы в качестве дополнительной информации находят

широкое применение особенности нахождения отдельных форм элементов в ореолах и рудах месторождений. Большие перспективы в этом отношении имеет ртуть, для которой установлена возможность выявления отдельных форм, на основе высокочувствительного атомно-абсорбционного и атомно-флюоресцентного анализов (Фурсов, Степанов, 1967; Фурсов, 1972; Бородин и др., 1976).

Изучение особенностей распределения форм нахождения ртути с целью их использования для прогнозирования скрытого сурьмяного оруденения проводилось на двух месторождениях Кадамжайского рудного поля (Средняя Азия). Основное внимание уделялось опробованию поверхности участков этих месторождений, отличающихся глубиной залегания (40—250, 500—700 м) оруденения. Геохимические пробы отбирались из коренных обнажений, что позволило получить достаточно равномерную сеть опробования (100×150 м). Кроме того, опробовались керн отдельных скважин и рудные интервалы в них. Геохимические пробы и руды анализировались спектральным методом на широкий круг элементов, специальным высокочувствительным методом на мышьяк и сурьму и атомно-флюоресцентным — на валовую ртуть и ее составляющие термоморфы.

Месторождения Западного и Северного участков, расположенные в Кадамжайском рудном поле, относятся к джаспероидному типу и морфологически представлены межформационными залежами (Федорчук, 1964). Минерализация приурочивается к зоне надвигового контакта между древними (S — D) терригенными и среднепалеозойскими (C — C<sub>2</sub>) карбонатными и карбонатно-терригенными формациями. В строении аллохтона участвуют терригенные толщи (сюетская, пульгонская и джидалинская свиты), перекрывающие по Кадамжай-Чаувайскому надвигу автохтонные карбонатные толщи среднего и нижнего карбона (толубайская, пыркафская, туюкдангинская и пешкаутская свиты).

В структурном отношении изученные месторождения контролируются зоной Диагонального скрытого разлома в местах его сочленения с Северным (участок Западный) и Мамаксай-Карабийским (участок Северный) субширотными нарушениями (взбросами) на участках резкого поднятия антиклинальных структур. В связи с этим скрытые рудоносные структуры представляют двухгорбые продольные брахиантиклинали, осложненные поперечными валами. В пределах участка Северного мощность поднадвиговых среднекаменноугольных отложений (толубайская свита) минимальна. Среди структурных факторов, обусловивших размещение оруденения, первостепенное значение принадлежит сквозным разрывным деформациям, определяющим участки наиболее интенсивного дробления пород. Локализация искомым залежей, как упоминалось выше, отмечается преимущественно вдоль надвигового контакта древних терригенных формаций силура — девона. Размещение оруденения связано с развитием поднадвиговых брекчий джаспероидов и роговиков, мощность которых обычно максимальна в куполовидных частях антиклиналей. Рудоотложению предшествовал предрудный кварцевый метасоматоз с выделением кварца, пирита и серицита. Изучение вещественного состава руд позволяет выделить несколько минеральных ассоциаций: раннюю — кварц-антимонитовую; среднюю — кварц-флюорит-антимонитовую; позднюю — низкотемпературную флюорит-кальцит-гетчелитовую.

Химический состав руд отличается повышенными количествами кремнезема (60—90%), значительно меньшую роль играет кальцит (5—25%), окислы железа (1,26—6,83%), алюминий (3—6%), еще меньшую — минералы мышьяка (до 0,94%), бария, магния (0,2—1,5%), ртути (до 0,03%). В одном из блоков месторождения Северного отмечаются значительные концентрации (от 14 до 61%) флюорита.

Изучение распределения элементов-индикаторов в первичных ореолах, развитых в породах на поверхности месторождений, показало много-

элементность их состава и позволило установить ряд качественных и количественных различий между ними.

Установлено, что на участке Западном при широком развитии контрастных ореолов сурьмы, ртути, слабоконтрастных ореолов мышьяка, серебра, практически не устанавливаются ореолы лития. В то же время на участке Северном, отличающемся малой мощностью покрывающих сланцев, т. е. близостью к дневной поверхности промышленных руд, выявляются лишь слабоконтрастные ореолы сурьмы, при наличии интенсивных и контрастных ореолов мышьяка, ртути, серебра и лития.

На участке Западном, кроме слабоконтрастных положительных ореолов, многие элементы-индикаторы образуют интенсивные «ореолы выщелачивания». В то же время ореолы этих элементов на Северном отличаются контрастностью; для них не установлено отрицательных аномальных полей.

В связи с отмеченной выше особенностью ореолов на поверхности Западного уровень средних содержаний подавляющего большинства элементов-индикаторов в них в 1,5—2 раза ниже, чем в ореолах Северного. Морфология первичных ореолов, развитых на участке Северном, в основном обусловлена наличием зон дробления и трещиноватости, а их интенсивность в значительной мере связана с мощностью перекрывающих сланцев, т. е. с удаленностью опробованной поверхности от скрытого сурьмяного оруденения.

Наиболее информативные данные о скрытом оруденении на Западном участке несут ореолы сурьмы и сопутствующей ей ртути; морфология этих ореолов на поверхности месторождения позволяет увязывать их с контурами горизонтальных проекций рудных залежей. В пределах Северного участка такого четкого качественного индикатора наличия скрытого оруденения установить не удалось, поскольку ореолы рудного элемента отличаются слабой интенсивностью и приуроченностью к местам малой мощности перекрывающих сланцев. Эта особенность ореолов рудного элемента в общем соответствует результатам изучения распределения элементов в ореолах по разведочным разрезам участка Западного, где четко проявляется экранирующий характер перекрывающей толщи сланцев.

Таким образом, геохимические данные, получаемые в результате площадного опробования изучаемых участков, позволяют более надежно прогнозировать скрытое сурьмяное оруденение. С целью апробации полученных геохимических критериев были проведены опытно-производственные геохимические исследования на участке Ходжа-Гаир, расположенном в этом же рудном поле. На поверхности участка были пройдены геолого-геохимические маршруты и по более или менее равномерной сети отобраны пробы из коренных обнажений.

Результаты обработки геохимических данных по участку показали, что средние содержания большинства элементов совпадают с таковыми, полученными в качестве критериев неглубокого залегания сурьмяного оруденения (участок Северный). Отмечается лишь несколько пониженный уровень средних содержаний мышьяка, вольфрама, олова, и, напротив, увеличение содержания ртути. Такая оценка глубины залеганий рудоконтролирующего контакта была подтверждена результатами поискового бурения, установившего его в трех скважинах на глубинах, не превышающих 500 м. Кроме того, тщательный анализ особенностей распределения элементов в ореолах, развитых на поверхности опытного участка, показал, что этот участок в определенной мере не обладает подобием ни с одним из изученных эталонных месторождений и может быть принят в качестве нового эталонного объекта. Он характеризуется нарушением корреляционных связей между элементами, рассредоточенностью и разобщенностью геохимических ореолов, отсутствием зональности в их распределении, т. е. этот объект может быть определен в качестве зоны

### Термические спектры нахождения ртути в рудах и первичных ореолах сурьмяных месторождений

Месторождение (участок)	Количество максимумов скоростей возгонки ртути в следующих температурных интервалах (°C)										
	<200	200—250	250—280	280—330	330—400	400—450	450—500	500—540	540—600	>600	Общее
Северный (руда, 55 проб)	Хлоридно-фторидная ртуть		Сульфидная ртуть			Изоморфная ртуть					
	6	57	37	29	64	10	64	28	53	11	359
Северный (ореол, 108 проб)	10	21	67	50	19	26	43	28	23	23	314
Западный (ореол, 128 проб)	1	21	99	62	39	15	3	1	2	1	244
Ходжа-Гаир (ореол, 89 проб)	1	18	74	60	21	22	18	13	6	3	236

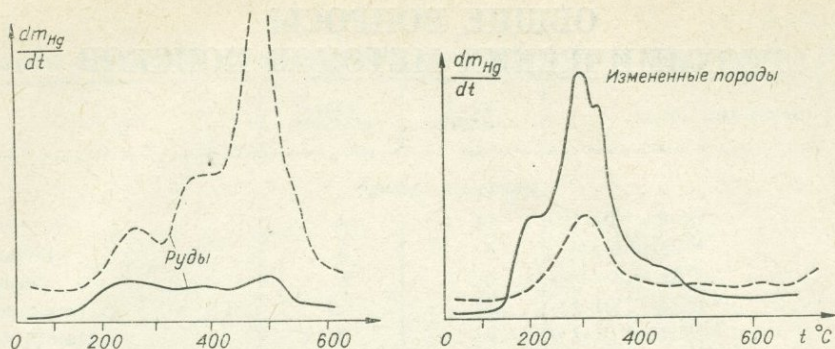
рассеянной минерализации (ЗРМ) и оценен как бесперспективный на скрытое сурьмяное оруденение (Григорян, Резников, 1972).

В качестве дополнительной информации для прогнозирования были привлечены формы нахождения ртути.

Изучение валовых содержаний ртути в рудах, минералах и первичных ореолах проводилось неоднократно ранее (Озерова, 1962). Имеются также сведения по формам нахождения ртути в этих образованиях (Быковская, 1962). Поэтому в статье основное внимание уделено распределению ртути и формам ее нахождения в первичных ореолах, развитых на поверхности эталонных месторождений и опытного участка.

Валовое содержание ртути в первичных ореолах на участках всех перечисленных объектов широко варьирует, изменяясь от  $0,6 \cdot 10^{-6}$  до  $215 \cdot 10^{-6}\%$ . Средние содержания в ореолах не превышают  $41 \cdot 10^{-6}\%$  (Ходжа-Гаир), составляя на эталонных участках Северный и Западный соответственно  $19,5 \cdot 10^{-6}$  и  $15,6 \cdot 10^{-6}\%$ . Эти содержания ртути гораздо ниже, чем содержания, полученные при опробовании руд и минерализованных зон на участке Северном, где они меняются от  $n \cdot 10^{-6}$  до  $0,03\%$ , составляя в среднем  $0,009\%$ . Несмотря на столь высокую концентрацию ртути в сурьмяных рудах, изменение средних содержаний ее в ореолах на объектах с различной глубиной залегания оруденения происходит мало-заметно, хотя общая тенденция к падению интенсивности по удалению от рудных тел сохраняется. Морфологически ореолы валовой ртути на участках всех изученных объектов тесным образом связаны с разрывной тектоникой, обычно подчеркивая ее блоковый характер.

Изучение данных дифференцированного анализа геохимических проб показало, что ртуть из них возгоняется в широком интервале температур и разделяется на несколько составляющих термоформ, причем в одной пробе может присутствовать до семи ее форм. На основе построения вариационных кривых распределения температур максимальных скоростей возгонки ртути (Фурсов, 1972) были выделены интервалы температур, соответствующие условно принятым формам ртути (см. таблицу 1). Для отождествления условных форм с конкретными минералами были проанализированы минералы ртути и ее химические соединения (Бородин и др., 1976). Результаты экспериментальных исследований сопоставлялись с данными, полученными другими исследователями (Долгих, 1975; Фурсов, Степанов, 1967), что позволило выделенные в таблице 1 интервалы температур возгонки ртути отождествлять с определенными ее химическими соединениями и природными минералами.



Типичные кривые возгонки ртути из сурьмяных руд и изменение пород на объектах Кадамжайского рудного поля.  $\frac{dm_{\text{Hg}}}{dt}$  — скорость восстановления ртути.

Анализ данных, приведенных в таблице 1, позволяет отметить общую многоформность ртути в первичных ореолах и особенно в сурьмяных рудах. Наблюдается заметное убывание количества ее составляющих в направлении руда — ореол, что, в первую очередь, касается ореолов Западного участка, характеризующегося мощной покрывкой надрудных сланцев. Уменьшение количества составляющих ртути с 9—10 до 4—5 в ореолах этого объекта происходит главным образом за счет форм с высокой температурой возгонки, т. е. изоморфной ртути. Менее резко эта особенность наблюдается для термоформ с низкой температурой возгонки ртути. Одновременно с уменьшением количества форм в этом же направлении в высокотемпературной части каждого объекта отмечается рост числа форм с более низкой температурой возгонки.

С точки зрения отождествления температурных интервалов с конкретными химическими соединениями и природными минералами ртути, отмеченный характер качественного и количественного изменения форм нахождения ртути может рассматриваться как постепенный переход изоморфной ртути в направлении периферии ореола в ее фторидную и сульфидную формы. Особенно наглядно эта закономерность прослеживается непосредственно на кривых возгонки ртути из проб, отобранных из руды и измененных пород по керну разведочной скважины, пробуренной на Западном участке месторождения. Типичный график возгонки ртути из руд характеризуется значительными концентрациями ее форм, возгоняющихся в температурном интервале 450—600°C (см. рисунок). В околорудном пространстве, где интенсивно проявлено гидротермальное изменение пород, на расстоянии до 300 м, доминирующая роль ртути с высокой температурой возгонки сохраняется. Этот вывод подтверждается термическим спектром форм нахождения ртути участка Северного, где рудные залежи залегают на глубинах 90—300 м.

На расстоянии же, превышающем 300 м от рудной залежи, с приближением к дневной поверхности, кривые возгонки ртути (см. рисунок) меняются в сторону низко- и среднетемпературных (200—300 и 300—400°C), соответствующих ее фторидным и сульфидным образованиям.

Очевидно, указанные особенности в распределении форм ртути в первичных ореолах сурьмяных проявлений можно использовать в качестве дополнительного критерия при прогнозировании скрытого оруденения.

# ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ

Н. А. ОЗЕРОВА

## О РТУТОНОСНОСТИ СКВОЗНЫХ МИНЕРАЛОВ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В первичных ореолах рассеяния уровень концентрации ртути зависит от содержания ее в рудообразующем гидротермальном растворе и сопровождающей его газовой атмосфере и связан, таким образом, коррелятивной зависимостью с содержанием ртути в рудах и слагающих их минералах. Поэтому данные о ртутоносности минералов заслуживают особого внимания. Рассмотрим это на примере некоторых сквозных (проходящих) минералов, т. е. минералов, характерных для различных генетических типов месторождений и выделяющихся в широком интервале температур. Остановимся на новых данных, полученных в последние годы в ИГЕМ АН СССР. Прежде всего, следует отметить высокую контрастность распределения ртути в минералах, являющихся сквозными для магматического, гидротермального, метаморфического и осадочного процессов, о чем свидетельствуют примеры, приведенные в табл. 1. Прекрасными концентраторами ртути в гидротермальных месторождениях вплоть до выделения собственных ртутьсодержащих минеральных видов, являются сфалерит, блеклая руда и золото. При этом содержание ртути в каждом минерале увеличивается при переходе от высоко- к низкотемпературным месторождениям (в макромасштабе) и к концу процесса рудообразования в пределах месторождения (в микромасштабе), что хорошо видно на примере двух минералов: золота — хорошего концентратора ртути, и антимонита, концентрирующего ртуть в значительно меньшем количестве, хотя дисперсия ее содержания столь же значительна ( $10^5$  раз).

Данные по золоту приведены в табл. 2, где сопоставлены месторождения с малым развитием сульфидов, чтобы нейтрализовать влияние этого фактора. Отчетливо видно накопление ртути в низкотемпературных месторождениях по сравнению со среднетемпературными, и особенно в тех из них, где известно ртутное оруденение. Подобная общая направленность накопления ртути в золоте от высокотемпературных (скарновых) к низкотемпературным месторождениям была показана ранее Ю. Г. Щербаковым (1965) для месторождений Горного Алтая и Горной Шории.

Наиболее высокие концентрации ртути, выявленные нами с помощью рентгеноспектрального микроанализатора для одного из месторождений Камчатки, достигают 6,5%, при этом включений собственных минералов ртути при диаметре зонда в 1 мк обнаружено не было. Максимально возможная концентрация ртути в золоте по данным изучения системы золото — ртуть (Хансен, Андерко, 1972) составляет 19,6% (для  $T=400^\circ\text{C}$ ).

Подобная же тенденция накопления ртути в близповерхностных, в целом более низкотемпературных месторождениях золота отчетливо

## Пределы содержаний ртути в минералах по химическим и микронзондовым анализам

Минерал	Число объектов	Число анализов	Содержание ртути, %
<i>Рудные минералы</i>			
Магнетит	6	17	$<1 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$
Ильменит	3	4	$(1-4,5) \cdot 10^{-6}$
Хромит	3	5	$<(1-3,8) \cdot 10^{-6}$
Касситерит	13	18	$<1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-4}$
Вольфрамит	2	4	$<1 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-5}$
Пирит	80	241	$4 \cdot 10^{-6} - 2,0$ **
Марказит	7	12	$2,5 \cdot 10^{-5} - 9,5 \cdot 10^{-4}$
Пирротин	11	29	$1 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-4}$
Пентландит	1	14	$1,5 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$
Арсенопирит	13	27	$5 \cdot 10^{-6} - 5,6 \cdot 10^{-4}$
Молибденит	15	24	$6 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-4}$
Скуттерудит	1	3	$1,8 \cdot 10^{-4} - 1,5 \cdot 10^{-3}$
Халькопирит	21	50	$6 \cdot 10^{-6} - (\leq 2 \cdot 10^{-2})$ *
Галенит	61	145	$7,5 \cdot 10^{-6} - 0,02$
Сфалерит	73	250	$2 \cdot 10^{-6} - 35,0$ *
Блеклая руда	26	214	$3,5 \cdot 10^{-4} - 21,5$ *
Бурносит	4	17	$\leq 1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$
Булакижерит	2	4	$1,3 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$
Плагионит	1	1	$2,5 \cdot 10^{-3}$
Джемсонит	2	3	$(3-5) \cdot 10^{-5}$
Семсент	1	1	$3,5 \cdot 10^{-4}$
Бертьерит	2	2	$1 \cdot 10^{-4}$
Антимонит	67	252	$2 \cdot 10^{-6} - 0,2$ **
Гетчелит	1	1	$1,2 \cdot 10^{-3}$
Реальгар	9	21	$<1 \cdot 10^{-5} - 0,2$ **
Аурипигмент	8	13	$<1 \cdot 10^{-5} - 3,5 \cdot 10^{-2}$
Золото	18	44	$7,5 \cdot 10^{-4} - 6,5$ *
<i>Нерудные минералы</i>			
Барит	53	166	$<1 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-2}$
Флюорит	63	168	$<5 \cdot 10^{-7} - 1,3 \cdot 10^{-2}$ **
Карбонаты	39	138	$5 \cdot 10^{-7} - 6,7 \cdot 10^{-2}$ **
Кварц, халцедон	17	30	$1 \cdot 10^{-6} - 3,2 \cdot 10^{-4}$
Диксит	4	19	$4 \cdot 10^{-6} - 7 \cdot 10^{-2}$
Серицит	1	5	$4 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$
Целестин	2	6	$1 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$
В целом . . . . .	634	1954	

\* Максимальные значения по микронзондовым определениям.

\*\* Проверены методом рентгено-спектрального микроанализа на предмет включений H<sup>S</sup>.

наблюдается и по пиритам (табл. 3). Здесь, как и в табл. 2, сопоставляются месторождения со слабым развитием сульфидов, но различные по температурам образования.

Данные по антимонитам обобщены в табл. 4. Образцы антимонитов с повышенным содержанием ртути в сотые доли процента проверялись на выявление в них включений киновари с помощью рентгеноспектрального микроанализатора. Кроме того, для изучения изоморфизма ртути в

Сопоставление содержаний ртути в золоте

Тип месторождения	Число объектов	Число анализов	Содержание ртути, %	
			от — до	среднее
Малосульфидный, среднетемпературный	7	21	$7,5 \cdot 10^{-4}$ — $6,8 \cdot 10^{-2}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$
Убогосульфидный, низкотемпературный (золото-серебряный)	6	9	$1,1 \cdot 10^{-3}$ — $4,7 \cdot 10^{-1}$	$7,6 \cdot 10^{-2}$
	4	4	$6,2 \cdot 10^{-3}$ — $5 \cdot 10^{-2}$	$2,8 \cdot 10^{-2}$
	1	10* (10)	<0,1—6,5	

\* Микронзондовые определения, в скобках — число значащих определений.

антимоните были синтезированы гидротермальным путем ( $T_{\text{крист}}^0$  —  $250^\circ\text{C}$ ) кристаллы антимонита в присутствии значительных концентраций ртути в растворе\*; в ассоциации с антимонитом наблюдались мелкие кристаллики киновари. Антимонит в этом случае, по данным определений микронзондом, содержал 0,17—0,23% ртути при отсутствии включений киновари. Эти значения близки к установленным в чисто отобранных пробах природного антимонита.

Т а б л и ц а 3

Сопоставление содержаний ртути в пиритах золоторудных месторождений (малосульфидная и убогосульфидная формации руд)

Тип месторождения	Число объектов	Число анализов	Содержание ртути, %	
			от — до	среднее
Малосульфидный, среднетемпературный	3	24	$3,2 \cdot 10^{-5}$ — $1,9 \cdot 10^{-4}$	$8 \cdot 10^{-5}$
Убогосульфидный, низкотемпературный (золото-серебряный)	4	8	$1,5 \cdot 10^{-4}$ — $1 \cdot 10^{-2}$	$4 \cdot 10^{-3}$
	1	13	$5 \cdot 10^{-5}$ —0,3*	$1 \cdot 10^{-2}$

\* Проба с максимальным значением в 0,3% при подсчете среднего не учитывалась.

Из табл. 4 следует, что пониженные содержания ртути в антимонитах наблюдаются в месторождениях золото-сурьмяной формации, характеризующихся более высокой температурой рудообразования среди других сурьмяных месторождений, а для месторождений Сейняйоки этот процесс начинается даже в пневматолитовую фазу (Балицкий и др., 1976). Все другие, более низкотемпературные месторождения имеют в целом высокий уровень концентрации ртути в антимонитах, хотя в пределах этой группы наблюдаются определенные различия, и на них небезынтересно остановиться. Так, отчетлива дифференциация содержаний ртути в антимонитовых месторождениях Югославии. Рассматриваются два сурьмяных пояса: первый расположен в Западной Сербии, а второй — в Восточной Сербии и Македонии. Оба они характеризуются низкотемпературными условиями рудоотложения и контролируются глубинными структурами Земли, но во второй зоне, в отличие от первой, развито ртутное оруденение, и соответственно порядок содержаний ртути в антимонитах выше. Подобная дифференциация содержаний ртути, в пределах одного пояса наблюдается в Южной Фергане, где обособленное сурьмяное оруденение Кадамджая характеризуется более низкими кон-

\* Опыты проводились во Всесоюзном научно-исследовательском институте синтеза минерального сырья совместно с В. С. Балицким и В. В. Комовой.

Сопоставление содержаний ртути в антимонитах сурьмяных месторождений

Тип месторождения	Регион, месторождение	Число объектов	Число анализов	Содержание ртути, %	
				от — до	среднее
Золото-сурьмяный	Финляндия (Сейняйоки)	1	4	$1,2 \cdot 10^{-5}$ — $2,4 \cdot 10^{-4}$	$7,4 \cdot 10^{-5}$
	Енисейский край (Удереиское и Раздольнинское)	2	13	$2 \cdot 10^{-5}$ — $5,6 \cdot 10^{-5}$	$3 \cdot 10^{-5}$
	Якутия (Сарыллах и др.)	12	59	$2 \cdot 10^{-6}$ — $2,4 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5}$
	Австралия (Блу-Спек)	1	1	$3 \cdot 10^{-5}$	
	Турция (Турхал)	1	1	$1 \cdot 10^{-5}$	
Сурьмяный	Югославия, провинция Западной Сербии (Брасина, Заяче, Столице, Руевац и др.)	12	56	$1 \cdot 10^{-5}$ — $1 \cdot 10^{-2}$	$5,8 \cdot 10^{-4}$
Ртутно-сурьмяный	Югославия, провинция Восточной Сербии и Македонии (Таково, Буяновац, Крестов Дол и др.)	4	12	$1,1 \cdot 10^{-4}$ — $2 \cdot 10^{-2}$	$4,1 \cdot 10^{-3}$
	Альпы (Грояне)	1	3	$1,2 \cdot 10^{-3}$ — $1,2 \cdot 10^{-2}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$
	Забайкалье (месторождения, приуроченные к Борщевочному разлому — Итака, Апрельское, Усть-Егье, Барун-Шивее и др.); месторождения:				
	с HgS	13	8	$2,5 \cdot 10^{-5}$ —0,1	$3,4 \cdot 10^{-2}$
	без HgS		24	$1,4 \cdot 10^{-5}$ — $2,7 \cdot 10^{-2}$	$3 \cdot 10^{-3}$
	Западно-Верхоянский ртутный пояс (Омолой, Садьяс, Загадка и др.)	9	13	$2 \cdot 10^{-4}$ — $5 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$
	Южно-Ферганский ртутный пояс:				
	Хайдаркан и Чаувай	2	14	$2 \cdot 10^{-3}$ —0,1	$3,1 \cdot 10^{-2}$
	Кадамджай	1	28	$1 \cdot 10^{-5}$ — $6 \cdot 10^{-2}$	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Зеравшано-Гиссарский ртутный пояс, Джидикрут	1	3	$2,5 \cdot 10^{-4}$ — $1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	
	В целом . . . . .	60	239	$2 \cdot 10^{-6}$ —0,1	

центрациями ртути в антимонитах, чем комплексное ртутно-сурьмяное Хайдаркана.

В табл. 5 приведены примеры накопления ртути в поздних генерациях сульфидов по сравнению с более ранними генерациями в пределах одного месторождения. Здесь можно говорить только о тенденции, потому что в ряде изученных случаев уровень концентрации ртути при-

Таблица 5

Сравнение содержаний ртути (%) в сульфидах различных генераций

Месторождение	Формация	Минерал	Генерация	
			I	II
Тырныауз (Кавказ)	Молибдено-вольфрамовая	Молибденит	$(1,8—5,2) \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Хандизинское (Узбекистан)	Колчеданно-полиметаллическая	Пирит	$(1—5) \cdot 10^{-4}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$
		Галенит	$1 \cdot 10^{-5}$	$2—9 \cdot 10^{-5}$
Нагольный Кряж (Донбасс)	Свинцово-цинковая	Галенит	$7,5 \cdot 10^{-6}$	$4,5 \cdot 10^{-5}$
		Сфалерит	$2 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$
Хайдаркан (Южная Фергана)	Ртутно-сурьмяная	Сфалерит	$(1—5) \cdot 10^{-2}$	32,3

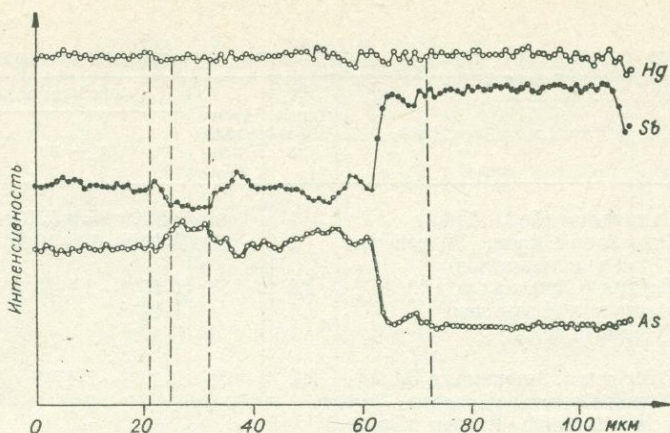


Рис. 1. Кривые распределения ртути, сурьмы и мышьяка по профилю сканирования блеклой руды из месторождения Кульпольней.

мерно одинаков для разных генераций одного и того же минерала, хотя эта тенденция часто проявляется вполне отчетливо. Для блеклых руд это хорошо показано В. И. Васильевым (1977).

Приведенные материалы находятся в согласии с экспериментальными данными и термодинамическими расчетами (Сорокин, Груздев, 1975; Ходаковский и др., 1977; Балицкий и др., 1978). Показано, что ртуть в условиях гидротермального процесса переносится преимущественно в металлической форме, может долго сохраняться в растворе, несмотря на низкую растворимость ее сульфида, и поэтому обогащает минералы последних стадий.

Как было отмечено выше, по содержанию ртути выделяются три минерала: блеклая руда, сфалерит и золото. Так, Чехословакия добывает значительное количество ртути из концентратов ртутьсодержащих блеклых руд Рудняны, а Финляндия, Швеция и ФРГ получают ее из цинковых концентратов колчеданных месторождений. О масштабах такого извлечения свидетельствуют, к примеру, данные по Финляндии, где в ближайшее время предполагается довести добычу до 20 т, что удовлетворит спрос в стране. Для золота подобное попутное извлечение ртути известно на золотых месторождениях Кортесе и Карлин в Неваде (США).

В СССР блеклорудным типом ртутного оруденения может стать рудопроявление Кульпольней на Чукотке (Озерова и др., 1978). Если раньше считалось, что ртутьсодержащей является сурьмянистая разновидность блеклой руды, то на Кульпольнее это в равной степени относится к мышьяковистой, причем содержание ртути (19,5—20,5%) остается неизменным (рис. 1).

Сфалерит — главный минерал, который в основном определяет уровень концентраций ртути в рудах полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений. Об этом может свидетельствовать, например, график, отражающий распределение ртути и цинка в зерне сфалерита из месторождения Гал-Хая (рис. 2). Случаи отклонения — наличие более высоких концентраций ртути, чем обусловленные сфалеритом, — объясняются присутствием собственно ртутных минералов в рудах месторождений. Максимальная концентрация ртути, установленная в сфалерите, — 35 вес. % (ртутное месторождение Гал-Хая в Якутии); ртуть, по данным рентгеноспектрального микроанализа, хорошо коррелирует с цинком, заменяя его в решетке сфалерита.

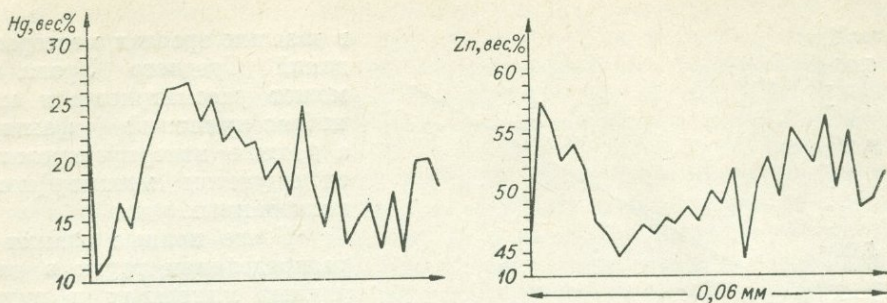


Рис. 2. Распределение ртути и цинка в зерне сфалерита из месторождения Гал-Хая (Озерова, Груздев, 1975).

Особо следует остановиться на роли пострудного метаморфизма, который приводит к обеднению руд ртутью. Это прослежено нами совместно с В. Л. Русиновым на примере Уральской колчеданоносной провинции (табл. 6) как по рудам, так и по отдельным минералам (Озерова и др., 1977). Ранее это было показано В. Г. Моисеенко (1965) для золота.

Теперь о некоторых практических следствиях. Об одном уже говорилось вначале: уровень концентрации ртути в первичном ореоле находится в зависимости с содержанием ртути в рудах. Различие содержаний ртути в ореолах может быть обусловлено не только различной перспективностью изучаемых площадей, но и разными генетическими типами оруденения. В настоящее время мы не располагаем данными о том, как изменяются

Таблица 6

Сопоставление содержаний ртути \* в рудах колчеданных месторождений, в различной степени метаморфизованных (Уральская провинция)

Фация метаморфизма вмещающих пород	Месторождение	Содержание ртути в рудах, %
Хлорит-кальцитовая	Им. XIX Партсъезда Комсомольское	$n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-4}$
Пренит-пумпеллиитовая	Сибайское Гайское Учалинское	$n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-2}$ $n \cdot 10^{-4} - n \cdot 10^{-3}$ $n \cdot 10^{-4}$
Зеленосланцевая, низкая ступень	Чадарское	$n \cdot 10^{-4}$
Эпидот-амфиболитовая	Полевское	$n \cdot 10^{-5}$

\* Приводятся наиболее характерные величины.

первичные ореолы рассеяния ртути под влиянием метаморфизма. Но для газортутных ореолов некоторые соображения уже высказать можно. Если сопоставить данные Г. П. Шорохова и Г. А. Вострокнутова по газортутным ореолам колчеданных месторождений Урала \* с нашими материалами по изменению содержания ртути в колчеданных рудах под влиянием метаморфизма, то устанавливается отчетливое различие содержания ртути в газортутных ореолах неметаморфизованных и слабометаморфизованных месторождений Южного Урала (Молодежное, Узельчинское), с одной стороны, и значительно более метаморфизованных месторождений Среднего Урала (Левихинское, Куговоградское) — с другой:  $(2-2,8) \cdot 10^{-7}$  г/м<sup>3</sup> — для первых и  $(3-4) \cdot 10^{-8}$  г/м<sup>3</sup> — для вторых. Уменьшение содержаний ртути

\* Доложены на семинаре по совершенствованию геохимических методов поисков в г. Свердловске (1977).

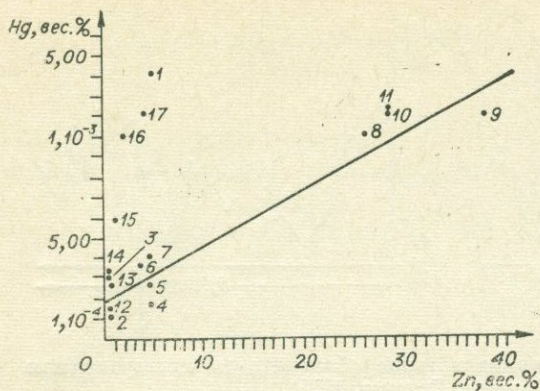


Рис. 3. График распределения ртути и цинка в рудах и рудных концентратах колчеданных месторождений.

Цифры на графике: 1—11 — Южный Урал, 12—14 — Средний Урал, 15 — Центр. Казахстан, 16—17 — Кавказ.

денное совместно с А. В. Коплусом, показало, что этот минерал в основном содержит кларковые или ниже кларковые количества ртути (табл. 7) и только в ртутных провинциях ее содержание увеличивается до  $1,2 \cdot 10^{-2}\%$  (пробы с наиболее высокими концентрациями ртути в  $7 \cdot 10^{-3}$  и  $1,2 \cdot 10^{-2}\%$  были впоследствии проверены нами на рентгеноспектральном микроанализаторе, и включений ртутных минералов при диаметре зонда в 1 мк обнаружено не было). В то же время сульфидные минералы этих месторождений — галенит, пирит, сфалерит — всегда концентрируют ртуть, подобно тому, как это наблюдается на других типах эндогенных месторождений. Поэтому для постановки ртутьметрических исследований заслуживают внимания те регионы, где флюоритовое оруденение сопряжено с ртутным (например, Западно-Таласская металлогеническая зона), или провинций, где во флюоритовых месторождениях развиты суль-

в газовых ореолах месторождений Среднего Урала не может рассматриваться как неблагоприятный фактор, а должно интерпретироваться с учетом метаморфизма колчеданных руд.

Более полные знания о распределении ртути в различных минералах и рудах позволяют уверенно решать вопрос о рациональности применения ртутьметрического метода по первичным ореолам рассеяния на различных типах эндогенных месторождений. Так, например, изучение ртутьносности флюорита из различных генетических типов месторождений, прове-

Таблица 7

Распределение ртути в плавиковом шпате из месторождений различных генетических типов

Генетический тип месторождения	Количество изученных месторождений	Число проб	Содержание, $10^{-6}\%$		Дисперсия	
			от—до	среднее		
Редкоземельно-хрусталено-флюоритовые пегматиты	4	8	1,0—5,0	1,9	2,174	
Редкометалло-флюоритовые грейзены: апогранитные, жильные апокарбонатные, метасоматические	5	10	0,5—5,0	2,6	3,080	
	2	8	0,5—5,0	1,4	2,317	
Гидротермальные:						
	фенакит-бертрандит-флюоритовые	1	4	3,0—5,5	4,4	1,220
	уран-молибден-флюоритовые	3	5	1,0—6,0	3,3	5,700
	флюоритовые, эпitherмальная формация	41	116	0,5—10,0	1,3	1,789
ртутные с флюоритом (Якутия: Гал-хая; Средняя Азия: Хайдаркан, Чаувай, Кавнок; Донбасс: Славянское)	3	3	3,0—12000			
Галогенно-осадочные, ратовкитовые	1	2	1,0—1,0	1,0	0,000	

фиды (полиметаллическо-кварц-флюоритовый минеральный тип и др.). В других случаях это вряд ли целесообразно. Так, на месторождении Таскайнар в Казахстане (кальцит-кварц-флюоритовый минеральный тип)\* при фоновом содержании ртути в породах —  $(1-2) \cdot 10^{-6}\%$  ее повышенные количества отмечены лишь в зонах окварцевания, зонах брекчированья и трещиноватости (от 4—5 до  $6 \cdot 10^{-6}\%$ ) и не дают значительных ореолов. Именно поэтому здесь ртуть не может быть использована в качестве элемента индикатора. Мысль об использовании ртути как индикатора гидротермальных месторождений и ее первая реализация принадлежит А. А. Саукову (1946). В этой связи хотелось бы еще раз напомнить его высказывание о том, что без углубленного изучения геохимии ртути он не видит возможности совершенствования ртутиметрического метода поисков гидротермальных месторождений, который вкупе с другими геохимическими, геологическими и геофизическими исследованиями способствует поискам рудных месторождений.

Н. С. АНАСТАСИЕВ

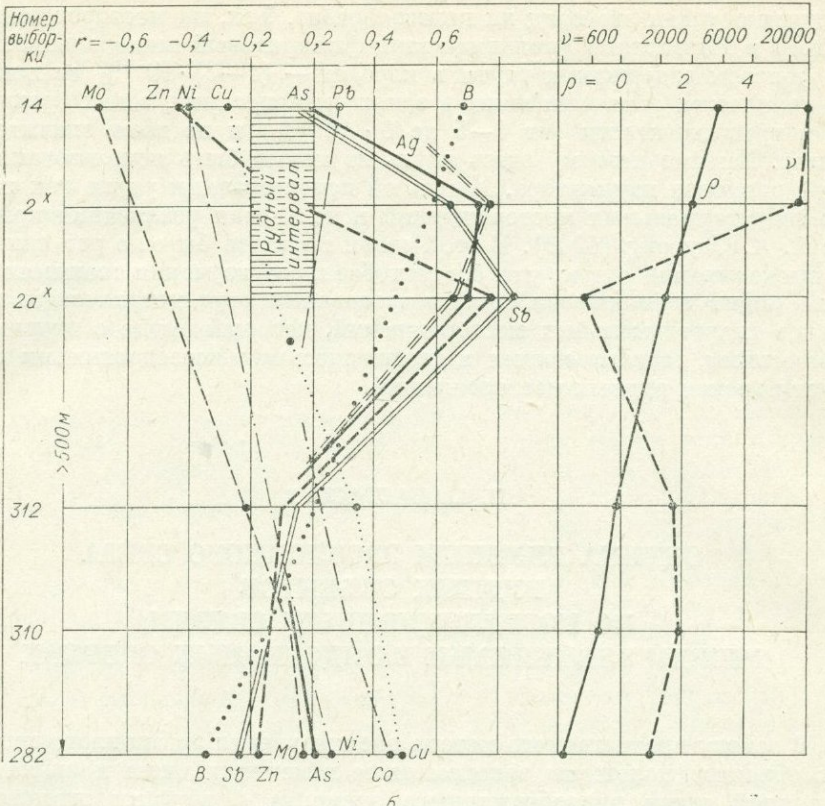
### ОЦЕНКА ГЛУБИНЫ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПО КОРРЕЛЯЦИОННЫМ СВЯЗЯМ МЕЖДУ ЭЛЕМЕНТАМИ В ЭНДОГЕННЫХ ОРЕОЛАХ

В основу предлагаемого метода оценки уровня эрозионного среза рудных объектов положены закономерные изменения силы и знака корреляционной связи рудообразующего элемента с другими элементами в вертикальном (осевом) ряду зональности — от подрудных до околорудных и надрудных частей ореолов. За количественное выражение уровня эрозионного среза принята величина  $\rho = \Sigma r^{\text{над}} - \Sigma r^{\text{под}}$ , названная корреляционным показателем уровня среза. Здесь  $\Sigma r^{\text{над}}$  и  $\Sigma r^{\text{под}}$  — алгебраические суммы коэффициентов корреляции с рудным компонентом других элементов, образующих эндогенные ореолы соответственно в над- и подрудном пространствах.

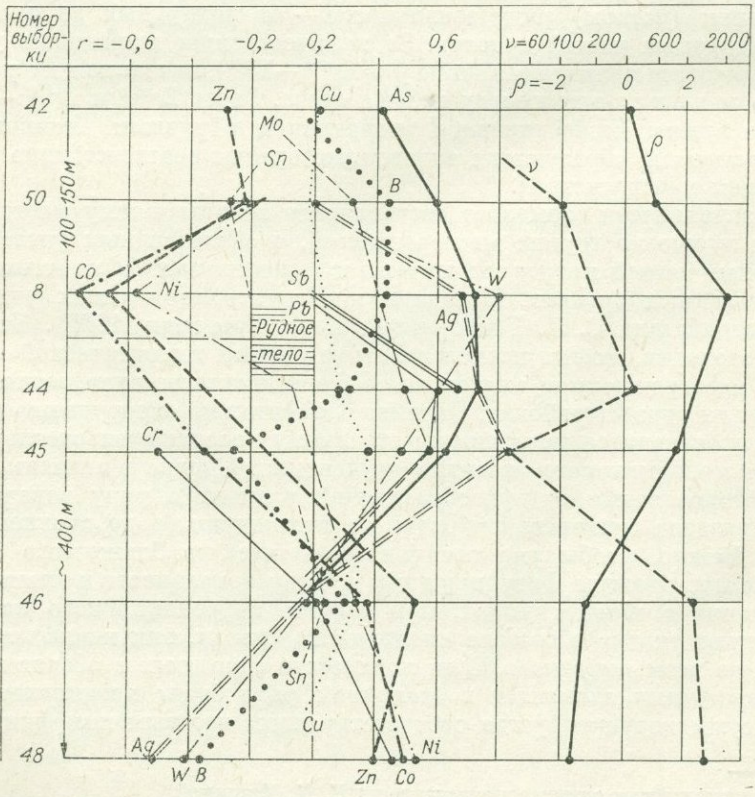
Ряд зональности элементов составляется по эталонному месторождению, или лучше по группе месторождений, с обязательным учетом корреляционных связей между элементами и минеральных форм нахождения их в эндогенных ореолах. Методика конструирования таких рядов детально разработана С. В. Григоряном (Беус, Григорян, 1975). Если нет местных эталонов, можно воспользоваться рядами геохимической зональности на месторождениях аналогичного формационного типа, расположенных в других рудных районах. Деление элементов на «надрудные» и «подрудные» производится по преимущественному развитию их ореолов выше или ниже максимального развития оруденения. Однако в зависимости от места, которое занимает рудообразующий элемент в ряду зональности, граница раздела может варьировать от нижнерудного до верхнерудного уровней. Важно, чтобы ряд зональности делился ею ближе к его середине. Элементы, дважды фигурирующие в ряду зональности и оказавшиеся одновременно в обеих группах, при расчете корреляционного показателя участвуют только в составе «надрудной» суммы, или исключаются из расчетов по всем выборкам. Если количество принятых в обсчет надрудных и подрудных элементов в эталонном ряду будет неодинаковым, то одна из сумм корректируется соответствующим весовым коэффициентом,

\* Материалы для анализа представлены Н. Б. Мишиной.

a



б



или же обе суммы нормируются по количеству входящих в них слагаемых. Тогда нулевое значение корреляционного показателя в идеальном случае должно соответствовать принятой границе раздела ореолов. Надрудные части ореолов будут характеризоваться положительными значениями корреляционного показателя, а подрудные — отрицательными.

Сравнение рудопроявлений и ореолов по корреляционному показателю облегчается на диаграмме, построенной в координатах  $\Sigma r^{\text{над}}$  и  $\Sigma r^{\text{под}}$  (см. рис. 2). На поле этой диаграммы каждый такой объект (выборка) обозначается фигуративной точкой, форма, размеры и раскраска которой могут быть использованы для показа других признаков — например, размеров рудных участков и ореолов, текстурных и минеральных типов руд, состава и возраста вмещающих пород и др.

Новая методика апробирована на 20 ртутнорудных участках Терлигхайского рудного района в Туве. В качестве эталонных были выбраны три рудных объекта с различными по геолого-структурным данным уровнями эрозионного среза: глубоко эродированное Овалыбулукское рудопроявление в нижнекембрийских породах всячего (поднятого в подрудный этап) крыла рудоконтролирующего взбросо-надвига, умеренно эродированное Терлигхайское месторождение в нижнедевонских эффузивах и месторождение Арзак-1, локализованное в эйфельских отложениях, т. е. в верхах интервала распространения ртутного оруденения в стратиграфическом разрезе Центральной Тувы. На Терлигхайском месторождении, разведанном до глубины 500 м и хорошо изученном в структурном отношении, удалось проследить характер изменения корреляционных связей ореолообразующих элементов с ртутью от верхнерудных до корневых частей рудного поля (рис. 1, а). Наиболее сильные связи — прямые и обратные — наблюдаются в рудном интервале эндогенного ореола. Ниже этого интервала они ослабевают, а в корневых частях рудного поля даже меняют знак. Аналогичная картина позже была получена и на Арзакском месторождении (рис. 1, б). На глубоко эродированных рудопроявлениях характер корреляционных связей ореолообразующих элементов с ртутью оказался таким же, как в корневых частях упомянутых рудных полей.

По эталонным объектам был составлен следующий обобщенный ряд вертикальной (осевой) зональности (сверху вниз): барий, мышьяк-2, бор, ртуть, сурьма, серебро, свинец, цинк, медь, мышьяк-1, молибден, олово, кобальт, никель. В связи с высоким положением в нем ртути, граница раздела элементов проведена между свинцом и цинком, что примерно соответствует нижнему уровню выклинивания рудных тел на участке 2 Терлигхайского месторождения. Таким образом, в группу «надрудных» вошли собственно надрудные и околорудные элементы — барий, мышьяк, бор, сурьма, серебро, свинец и ртуть, в группу «подрудных» — цинк, медь, молибден, олово, кобальт и никель.

Расчеты сделаны по парным коэффициентам корреляции логарифмов содержания. Результаты их приведены в таблице и показаны на диаграмме (рис. 2). Как видим, рядом с фигуративными точками эталонных выборок по надрудным частям ореолов ( $\rho > 1$ ) здесь оказались фигуративные точки рудопроявлений Арзак-II (10), Арзак-I — 1971 г. (25), Тунк-III (66). Одно из них — Арзак-I — сейчас уже переведено в разряд месторождений. Глубоко эродированные рудопроявления сосредоточились в правом нижнем углу диаграммы, в поле  $\rho > 0$ . В целом по рудному району оценка глубины эрозионного среза рудных объектов по корреляционному показателю не противоречит геологоструктурным особенностям их локализации.

Рис. 1. Изменение парных коэффициентов корреляции ореолообразующих элементов с ртутью ( $r$ ), корреляционного показателя ( $\rho$ ) и мультипликативного коэффициента ( $v$ ) с глубиной среза в эндогенных ореолах Терлигхайского (а) и Арзакского (б) месторождений. Номера выборок соответствуют таблице.

Номер выбор- ки	Коли- чество проб	Наименование рудных участков и рудопроявлений, литологический состав, геологический возраст пород	$\Sigma r_{\text{Hg}}^{\text{над}}$	$\Sigma r_{\text{Hg}}^{\text{под}}$	$\rho = \Sigma r_{\text{Hg}}^{\text{над}} - \Sigma r_{\text{Hg}}^{\text{под}}$	$v = \frac{\text{Hg} \cdot \text{As} \cdot \text{Ag}}{\text{Zn} \cdot \text{Sb}^2}$ , ед. фона
<i>Терлигхайское рудное поле</i>						
14	24	Уч. 2, гор. 1150 м, карьер. Вкрашенные метасоматические руды	0,95	-2,21	3,16	30 000
2*		Уч. 2, гор. 1150 м. Околорудные метасоматиты по порфирирам D <sub>1</sub>	2,14	0,00	2,14	28 000
2а*		Уч. 2, гор. 1050 м. То же	2,18	0,77	1,41	460
312	114	Уч. 10, Сурьяный, скв. 195	-0,13	0,00	-0,13	2410
310	56	Уч. 10, скв. 194, 198, 199	-0,08	0,81	-0,77	2940
282	86	Уч. 6, скв. 169	-0,40	1,44	-1,84	1568
<i>Месторождение Арзак-I (1975 г.)</i>						
42	69	Надрудные туфогравелиты неизмененные, D <sub>2</sub>	0,33	0,14	0,19	—
50	37	Надрудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты по туфогравелитам D <sub>2</sub>	0,95	0,07	0,88	108
44	20	Рудовмещающие метасоматиты по туфобрекчиям D <sub>2</sub>	3,03	0,74	2,29	400
45	42	Нижнерудные метасоматиты по фельзитам D <sub>1</sub>	2,38	0,61	1,77	43
46	52	Подрудные метасоматиты по фельзитам D <sub>1</sub>	0,63	1,91	-1,28	1120
48	33	То же	0,06	1,75	-1,69	1540
<i>Рудопроявления</i>						
25	40	Арзак-I (1971 г.) Метасоматические кварциты с киноварью по фельзитам D <sub>1</sub>	1,81	0,57	1,24	—
8	58	Арзак-I (1973 г.) Околорудные кварц-гидрослюдистые метасоматиты по туфогравелитам D <sub>2</sub>	2,00	-1,22	3,22	190
7	213	Арзак-I (1973 г.) Метасоматические кварциты по фельзитам D <sub>1</sub>	1,05	-0,27	1,32	—
10	64	Арзак-II. Гидрослюдизированные дацитовые порфиры D <sub>1</sub>	1,29	0,00	1,29	—
1	48	Тебек-I. Пропилитизированные диабазы D <sub>1</sub>	0,73	1,80	-1,07	—
10а	51	Тебек-III. Окварцованные кислые эффузивы D <sub>1</sub>	0,32	1,04	-0,72	—
4	92	Тебек-II, скв. 7 и 8. Диабазы пропилитизированные D <sub>1</sub>	0,67	-0,42	1,09	—
3	98	Тебек-II, центральная часть. Кварц-гидрослюдистые метасоматиты по фельзитам D <sub>1</sub>	1,84	1,91	-0,07	—
31	72	Тебек-II, восточный фланг. Гидрослюдизированные туфобрекчии D <sub>1</sub>	1,62	0,97	0,65	—
32	49	Суглугхем, правобережье. Гидрослюдизированные фельзиты D <sub>1</sub>	0,80	0,90	-0,10	—
33	22	Суглугхем, левобережье. То же	0,17	0,25	-0,08	—
36	30	Суглугхем. Кварц-гидрослюдистые метасоматиты по туфобрекчиям, D <sub>1</sub>	0,61	0,00	0,61	—
65	70	Тунук-II. Обеленные риолито-дацитовые брекчии, D <sub>1</sub>	0,35	0,02	0,33	—
66	103	Тунук-III. Метасоматиты по риолитовым туфобрекчиям, D <sub>1</sub>	0,99	-0,12	1,11	—
13	106	Тургуньское. Туфопесчаники, D <sub>1</sub>	0,92	1,28	-0,36	—
18	51	Эжимское. Пропилитизированные диабазы, D <sub>1</sub>	0,52	-0,54	1,06	—
3а	26	Карахайское. Гидрослюдизированные кварцевые порфиры, D <sub>1</sub>	-0,68	-0,44	-0,24	—
24	33	Горасаирское. Рудовмещающая дайка пропилитизированных диабазов, D <sub>1</sub>	0,31	0,09	0,22	—
8а	21	Кадырзальское и Оорашхемское. Анкеритизированные песчаники, O <sub>1</sub>	-0,23	0,65	-0,88	—
6	40	Узунсаирское, уч. Новый. Хлоритизированные и карбонатизированные порфиры, С	0,00	1,05	-1,05	—
20	22	Овалыгбулукское. Хлоритизированные и карбонатизированные порфиры, С	-0,95	0,34	-1,29	—

\* По выборкам Г. С. Симкина.

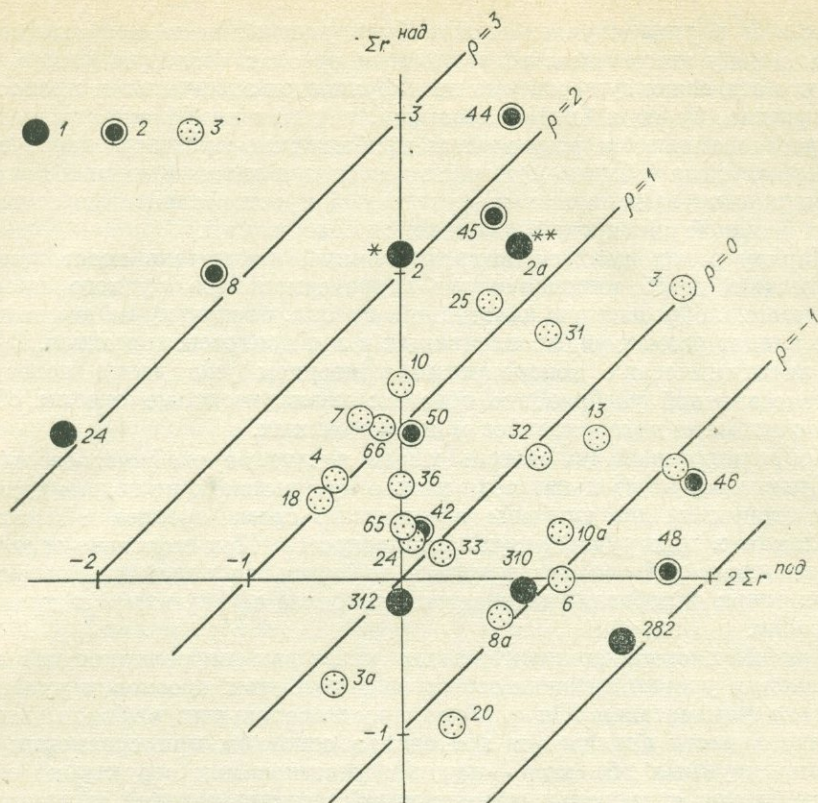


Рис. 2. Диаграмма корреляционных показателей уровня эрозионного среза месторождений Терлигхайского рудного района.

1—3 — Выборки: 1 — с Терлигхайского рудного поля; 2 — с месторождения Арзак-1; 3 — с прочих рудопоявлений. Номера выборок соответствуют таблице.

Для эталонных выборок по Терлигхайскому и Арзакскому месторождениям, кроме корреляционного показателя, были подсчитаны мультипликативные коэффициенты зональности по формуле  $v = \frac{Hg \cdot Ag \cdot As}{Zn \cdot Sb^2}$ , выведенной сотрудниками Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ в результате опытно-методических работ на участке 2 Терлигхайского месторождения (Симкин и др., 1973). Изменения  $\rho$  и  $v$  с глубиной среза эндогенных ореолов показано в форме графиков на рис. 1. Графики эти согласуются лишь в надрудной и околорудной зонах эндогенных ореолов, а в подрудной и корневой зонах, при последовательном уменьшении  $\rho$  и переходе их в область отрицательных значений,  $v$  снова возрастают до значений, соизмеримых с надрудными. Появились таким образом ложные аномалии мультипликативного коэффициента, которые мы объясняем сменой форм нахождения элементов и минеральных парагенезисов в эндогенных ореолах. Вместе с тем смена минеральных форм нахождения элементов в комплексном эндогенном ореоле не влечет за собой смену знака изменения корреляционного показателя. Это является основным преимуществом последнего перед мультипликативным коэффициентом и другими показателями уровня эрозионного среза, основанными на содержаниях ореолообразующих элементов.

Укажем еще некоторые особенности корреляционного показателя. Так, для его расчета не требуется обязательного присутствия аномальных концентраций абсолютно всех принятых в расчет элементов на сравниваемых объектах. Он менее зависим от уровня изученности оцениваемых

участков и в ряде случаев может быть рассчитан по корреляционным связям между элементами во вторичных ореолах (если, например, доказано, что эти связи существенно не нарушаются экзогенными процессами. Он вероятно, будет и более надежным, так как коэффициенты корреляции, рассчитанные по результатам приближенно-количественного спектрального анализа (обычно применяющегося при литохимических поисках), систематически занижаются недостаточной чувствительностью этого анализа и большой дисперсией определения содержаний.

Наряду с изложенным, корреляционный показатель несет какую-то информацию и об интенсивности гидротермального рудного процесса, приведшего к образованию эндогенного ореола, поскольку на его величину прямо влияет размах ряда вовлеченных в эти процессы элементов. В практике литохимических поисков этим критерием уже давно пользуются при качественной разбраковке ореолов: полиэлементные ореолы обоснованно считаются перспективнее моноэлементных.

Корреляционный показатель имеет наглядное графическое выражение. Диаграмму этого показателя можно использовать не только для сравнения относительной глубины эрозионного среза ореолов и масштабов проявления в них рудообразующих процессов. При поисково-оценочных и разведочных работах она помогает выбирать по перемещению фигуративных точек опробованных участков наиболее эффективное направление этих работ.

При всех своих положительных качествах корреляционный метод определения уровня эрозионного среза эндогенных ореолов и рудопроявлений не универсален. Он требует представительных выборок, высокой чувствительности анализов и пригоден в основном при сравнении относительно крупных объектов — рудных участков или структурно обособленных блоков в пределах рудных полей, рудопроявлений и эндогенных ореолов в целом — но, вероятно, не сможет конкурировать с мультипликативными и аддитивными коэффициентами при изучении их внутренней структуры. Скорее всего оба эти метода будут дополнять друг друга.

А. М. ГИНАТУЛИН, В. В. ТОЛОЧКО

### НАДЕЖНОСТЬ ОЦЕНКИ УРОВНЯ СРЕЗА РУДОНОСНЫХ ЗОН И ВЫБОР ЭТАЛОННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Для оценки уровня среза рудоносных зон (ОУСРЗ) по геохимическим данным в практике сегодняшнего дня используется предложенный и разработанный А. П. Солововым метод, основанный на изучении коэффициентов зональности. Однако как отмечал сам автор (Соловов и др., 1971), монотонные показатели зональности для некоторых месторождений обнаружить не удается. Попытки ОУСРЗ, основанные на изучении корреляционных связей элементов, использовании закономерностей изменения содержаний элементов-примесей в рудных и жильных минералах (Ербекбаев, Ипин, 1971; и др.), применение дискриминантных функций не дали положительных результатов.

Известно, что по всем существующим в настоящее время методам ОУСРЗ во многом зависит от геохимических параметров эталонного месторождения. Однако даже в случае однотипных и достаточно близко расположенных месторождений их геохимические параметры обычно не совпадают. Так, если отношение  $Cu : Pb : Zn$  в рудах колчеданно-полиметаллических месторождений Березовско-Белозовского рудного поля на Алтае составляет 1 : 2 : 5 на Березовском месторождении и 1 : 0,5 : 3 на Иртышском, то на Ново-Березовском месторождении того же рудного

поля медь резко преобладает над свинцом и цинком (П. Ф. Иванкин, 1961). Для определения уровня среза аномалии в метрике эталонного месторождения, очевидно, необходимо, чтобы их одноименным уровням отвечали одинаковые или достаточно близкие геохимические параметры. Многообразие факторов, определяющих геохимическую зональность и зависимость части их от локальных условий рудообразования, позволяет утверждать, что в природе не существует одного эталонного месторождения, пригодного для ОУСРЗ всех X-объектов. Вместе с тем в пределах конкретного рудного поля значительная часть таких факторов является общей, и чем больше их совпадает, тем ближе могут быть геохимические параметры месторождений. Отсюда следует, что для ОУСРЗ геохимической аномалии необходимо найти эталонное месторождение наиболее близкое ей по составу и условиям формирования.

В настоящее время проблема выбора эталонного месторождения решается в основном с использованием так называемых геохимических спектров оруденения (Малахов, 1977; Соловов, Гаранин, 1968). Последние отстраиваются в виде графика сначала для каждого месторождения, которое в принципе может быть эталонным. При этом по вертикальной оси откладываются отношения кларков концентраций ведущих элементов. По горизонтальной оси через равные отрезки откладываются все элементы типоморфного комплекса в порядке убывания указанных отношений. На эти же графики выносятся X-объекты. В основу выбора эталонного месторождения положено визуальное сопоставление графиков. Метод позволяет получить лишь загробленную качественную оценку сходства объектов. При этом отсутствие четких правил обобщения результатов таких многомерных сопоставлений приводит к полному субъективизму в определении степени близости химизма сопоставляемых объектов. Отсюда видно, что проблема выбора эталонного месторождения разработана недостаточно и нужны поиски новых путей ее решения.

В Казахстанской опытно-методической экспедиции разработана новая методика оценки геохимических аномалий (Гинатулин, 1975; Гинатулин, Толочко, 1976), складывающаяся из двух элементов: выбор эталонного месторождения и собственно ОУСРЗ. Она ориентирована на применение ЭВМ, однако это не исключает возможности проведения расчетов вручную. Последние, хотя и достаточно трудоемки, не сложны. В ее основу положен принцип аналогии. Согласно последнему, оцениваемый объект соответствует той части эталонного месторождения, с которой он имеет наибольшее сходство по какому-либо обоснованному критерию. Предполагается, что на обоих объектах проявлена достаточно сходная геохимическая зональность. Для удобства изложения сначала охарактеризуем основные положения предлагаемого способа ОУСРЗ. При этом ограничим задачу рассмотрением зональности только по вертикали, хотя методика пригодна и для решения задач, связанных с использованием зональности в других направлениях.

Рудоносная зона эталонного месторождения разбивается на ряд горизонтальных блоков-эталонов различных уровней. Эталон каждого уровня включает ряд пересечений и характеризуется значениями признаков, полученными путем осреднения данных по всем (или значительной части) пересечениям. Использование процедуры осреднения приводит к тому, что «полезный сигнал» (информация, связанная с уровнем месторождения), многократно повторяясь, усиливается, а флюктуации признаков подавляются. Ранжированная по глубине совокупность таких эталонов представляет собой модель геохимической зональности месторождения. Чтобы оценить пригодность ее для ОУСРЗ, на материалах эталонного месторождения создается множество экзаменационных массивов — информационных эквивалентов X-объектов. Каждый из них отвечает определенному эталонному уровню и включает материалы, не учтенные при формировании модели месторождения. ОУСРЗ совокупности таких мас-

сивов позволяет получить количественную оценку надежности определения уровня среза  $X$ -объектов в заданных условиях. Последняя является критерием качества модели геохимической зональности месторождения. Важнейшая особенность методики заключается в возможности оптимизации модели путем изменения признаков, объема информации в эталонах и массивах и т. д.

Выбор ближайшего к оцениваемому экзаменационному массиву или  $X$ -объекту уровня эталонного месторождения производится на основе покомпонентного сравнения значений признаков сопоставляемых объектов по формулам:

$$R_0 = \sqrt{\sum_{i=1}^n (p_i - q_i)^2} \text{ или } R_{ar} = \sum_{i=1}^n \left( \frac{p_i + q_i}{2} - \sqrt{p_i \cdot q_i} \right),$$

где  $p_i$  и  $q_i$  — значения соответствующих признаков у сравниваемых объектов. Отметим, что если сравнение по  $v$  одномерно, то покомпонентное сравнение многомерно и отличается меньшими возможностями случайных совпадений результатов.

При выборе эталонного месторождения также создаются модели геохимической зональности каждого месторождения и множества экзаменационных массивов. Последние, как и при ОУСРЗ, служат для оптимизации моделей и определения надежности решения задачи. В основу выбора положено представление о том, что  $X$ -объект принадлежит данной совокупности эталонных месторождений, если  $R_0$  ( $R_{ar}$ ) его как минимум с одним уровнем этих месторождений не превышает  $R_0$  ( $R_{ar}$ ) между двумя максимально различающимися эталонами уровней. Месторождение, наиболее подходящее в качестве эталонного (для данного  $X$ -объекта), устанавливаются, определив, с эталоном какого из них разница в химизме у  $X$ -объекта минимальна (минимальное  $R_0$  или  $R_{ar}$ ).

Как уже упоминалось, оценка геохимических аномалий в рамках рассматриваемой проблемы распадается на две самостоятельные задачи: выбор эталонного месторождения из их совокупности и собственно ОУСРЗ  $X$ -объекта. Исходя из того, что в методиках решения этих задач имеется много общего, и учитывая, что задача собственно оценки уровня среза геохимических аномалий более общезвестна, изложим сначала методику ОУСРЗ.

ОУСРЗ геохимической аномалии складывается из опытно-методических работ на эталонном месторождении, направленных на получение оптимальной модели его геохимической зональности, и оценки  $X$ -объектов по полученной оптимальной модели. Работы на эталонном месторождении включают следующие процедуры:

- Выделение аномалии и сортировка исходной информации.
- Деление исходного материала на учебный и контрольный.
- Создание исходного набора признаков.
- Определение ряда зональности и порядка признаков в списке.
- Формирование эталонов.
- Формирование экзаменационных массивов.
- Преобразование набора признаков для счета.
- Сравнение объектов.

Определение качества распознавания экзаменационных массивов.

1. Выделение аномалии и сортировка исходной информации включают определение фоновых и минимально-аномальных содержаний элементов, проведение обобщенного аномального контура, выбор элементов со значимыми содержаниями, заполнение «дыр» и т. д. Эти операции проводятся по общепринятой схеме, здесь лишь необходимо отметить, что часть из них (например, определение минимально-аномальных содержаний и проведение обобщенного аномального контура) многовариантна и

может быть оптимизирована по результатам распознавания множества экзаменационных массивов.

2. Деление материала на учебный и контрольный осуществляется согласно выбранного способа контроля работ. Методика рассчитана на определение надежности ОУСРЗ в трех вариантах условий. В первом экзаменационные массивы учебные. Они состоят из того же материала, что и эталоны, но объем данных, учтенных в каждом массиве, представляет лишь малую часть информации, включенной в каждый эталон. Во втором варианте пробы каждого пересечения делятся на две части в определенной пропорции. Затем большая выборка используется для формирования модели геохимической зональности месторождения, а меньшая — множества усеченно-контрольных массивов. В третьем варианте основная часть пересечений ореола учитывается при создании модели геохимической зональности месторождения, а остальная часть используется для формирования контрольных экзаменационных массивов.

3. Создание исходного набора признаков включает операцию по осреднению данных отдельных проб с получением средневзвешенных на длины проб содержаний, линейных продуктивностей по пересечениям. В дальнейшем используются полученные величины или их производные: парные отношения, логарифмы, логарифмы парных отношений и т. д. При ОУСРЗ наиболее целесообразно в качестве признаков взять парные отношения средневзвешенных содержаний, линейных продуктивностей, так как каждое отношение является элементарным показателем зональности (Соловов и др., 1974).

4. Определение ряда зональности и порядка признаков в списке необходимо при работе с парными отношениями, исходя из следующего соображения. Если в начале списка поставить элементы, накапливающиеся в верхней части ореола, а в конце — в нижней и создавать парные отношения каждого элемента со всеми последующими в ряду, то в полученном признаковом пространстве верхний и нижний уровни месторождения будут различаться как максимално. Такая модель геохимической зональности месторождения, по-видимому, наиболее пригодна для ОУСРЗ.

5. Как уже отмечалось, в качестве эталонов фигурируют горизонтальные блоки, выделенные по всей ореольной зоне месторождения и охарактеризованные осредненными значениями признаков в пересечениях данного уровня. Формирование эталонов заключается в последовательном решении вопросов: установление количества эталонов, выбор их границ и подсчет значений признаков для каждого из них. Обычно апробируется несколько вариантов выделения эталонов, отличающихся их количеством и (или) границами. Количество эталонов берется равным от 4 до 6. При выборе границ эталонов нужно учитывать два зачастую противоречивых условия: эталоны должны быть близки как по вертикальному размаху, так и по количеству пересечений, включаемых в каждый из них.

6. На месторождении создается 60—80 экзаменационных массивов для каждого варианта выделения эталонов. Они формируются методом случайных чисел или вручную. При этом необходимо, чтобы пересечения, включаемые в один массив, брались из одного эталона. Важно отметить, что надежность распознавания множества экзаменационных массивов рассматривается как критерий оптимизации ОУСРЗ. В принципе любой экзаменационный массив — это информационный аналог  $X$ -объекта. Увеличение информации, включаемой в экзаменационный массив, обычно повышает качество распознавания их множества (процент верных распознаваний своего уровня). Это дает возможность установить минимальный объем информации (количество ореольных пересечений) на каждом  $X$ -объекте, требующийся для обеспечения заданной надежности ОУСРЗ.

Для обоснования необходимости преобразования исходных признаков опишем сначала процедуры сравнения и связанные с ними требования к признакам.

7. Сравнение двух объектов с определением мер различия ( $R_o$  и  $R_{ar}$ ) проводится по приведенным выше формулам. Очевидно, что для покомпонентного сравнения сопоставляемые объекты должны быть охарактеризованы одинаковым набором признаков. При выполнении этого условия величина  $R_o$  или  $R_{ar}$  между одинаковыми объектами равна нулю. Мера различия у неидентичных объектов тем меньше, чем ближе объекты между собой. Таким образом, мера различия экзаменационного массива (или X-объекта) минимальна с тем эталоном, свойства (химизм) которого наиболее близки к данному объекту.

8. В настоящее время в геологии нет надежных критериев придания различных «весов» признакам. В этой ситуации, по-видимому, целесообразно придание всем признакам равных весов. Из формул мер различия следует, что такое условие будет соблюдено, если у всех признаков значения изменяются в близких пределах. Фактически в геохимии содержания одних элементов на несколько порядков отличаются от содержаний других (например, цинк и серебро в ореолах полиметаллических месторождений). Выравнивание величин различных признаков достигается процедурой нормирования. В математике существует несколько вариантов последней. Наиболее пригодными, в рамках рассматриваемой задачи, является нормирование по максимуму, среднему, стандартному отклонению. Для примера рассмотрим как осуществляется нормирование по максимуму. В выборке, включающей множество экзаменационных массивов и эталоны (одного варианта), находят максимальное значение данного признака. Затем все значения признака делят на максимальное. Аналогичную операцию проделывают со всеми остальными признаками. В результате данного преобразования значения любого признака укладываются в интервале 0—1. Этим достигается возможность равного влияния всех признаков на величину меры различия сопоставляемых объектов.

9. Уровень любого экзаменационного массива в метрике эталонного месторождения известен априори. При проведении опытно-методических работ каждый массив сравнивается со всеми эталонами данного варианта. Ближайшим считается тот эталон, мера различия с которым ( $R_o$  или  $R_{ar}$ ) минимальна. Совпадение найденного уровня с истинным оценивается как +. Установление наибольшего сходства массива не со «своим» эталоном, а с соседним оценивается как ±. При этом, учитывая, что минимальное требование, удовлетворяющее геолога при проведении поисковых работ, сводится к возможности различения фронтальной части рудной зоны от корневой, оценка ± для центральных эталонов может считаться неприемлемой. Определение надежности ОУСРЗ, когда правильным результатом считается лишь оценка типа +, является сверхжестким. Экзамен, когда положительным результатом считаются и +, и ±, является жестким. Минимальная надежность ОУСРЗ, приемлемая для работ на эталонном месторождении, принята равной 75% (в жестком варианте экзамена). По достижении заданной надежности ОУСРЗ проводится оценка X-объекта. С этой целью создается модель последнего, которая описывается набором признаков, использованным в оптимальном варианте счета. Сравнение X-объекта проводится с эталонами оптимального варианта.

Как отмечалось выше, собственно ОУСРЗ предшествует выбор эталонного месторождения. Проблема выбора распадается на две задачи: решение вопроса о принадлежности X-объекта к данной совокупности месторождений, и, в случае установления такой принадлежности, выбор конкретного эталонного месторождения. Эта проблема решается в две стадии: опытно-методические работы на совокупности месторождений, направленные на достижение заданной надежности выбора эталонного месторождения, и сам выбор. Опытные-методические работы при выборе эталонного месторождения включают ряд процедур. Первые семь из них

одинаковы для каждого месторождения совокупности и в принципе совпадают с теми, которые перечислены при описании схемы ОУСРЗ. Дальнейшие работы сводятся к следующему. Определяются меры различия между всеми эталонами разных месторождений. При этом максимальное значение меры различия является своеобразным «порогом», характеризующим степень отличия месторождений между собой. Затем вычисляются меры различия каждого экзаменационного массива с каждым эталоном всех месторождений. Минимальное значение меры для массива сравнивают с «порогом». Далее полагают, что, если оно не превышает «порога», то массив «принадлежит» рассматриваемой совокупности месторождений. При этом в качестве эталонного для него должно быть выбрано то месторождение, мера различия с любым одним из уровней которого минимальна. Наличие множества экзаменационных массивов, принадлежность каждого из которых к данной совокупности месторождений, а также конкретно к одному из них известны, позволяет оценить надежность решения обеих поставленных задач. В случае неудовлетворительного процента верных ответов при решении той или иной задачи надежность может быть повышена путем оптимизации.

Определение принадлежности X-объекта к совокупности месторождений и выбор одного из них в качестве эталонного производится на оптимальных моделях геохимической зональности месторождений.

Работоспособность данной методики оценки геохимических аномалий апробирована и подтверждена на материалах разнообразных месторождений Казахстана, включающих колчеданно-полиметаллические — Орловское, Иртышское, Березовское, свинцово-цинковое Западное Текели, золоторудное Акбакай.

Ниже в качестве примера рассмотрены результаты работ на Березовско-Белоусовском рудном поле. Колчеданно-полиметаллические месторождения рудного поля локализованы в пределах единой линейной тектонической структуры (Иртышская зона смятия), сложенной преимущественно динамометаморфическими сланцами и порфироидами (Иванкин, 1961). Среди них наиболее разведаны Иртышское, Белоусовское и Ново-Березовское месторождения. Рудные залежи их представлены крутопадающими маломощными, выдержанными по простиранию, лентообразными телами. Вертикальный размах оруденения на месторождениях изменяется от 500 м на Березовском до 900 м на Иртышском. Основную промышленную ценность в рудах представляют медь, свинец, цинк.

Геохимические ореолы на этих месторождениях поликомпонентны. Они, как и рудные залежи, характеризуются крутым падением, лентообразной морфологией, небольшой мощностью. Рудные залежи и мелкие линзы как бы вложены в единый геохимический ореол. Работами многих исследователей алтайских месторождений установлено, что главные особенности состава ореолов на разных срезах рудной зоны фиксируются следующими элементами Cu, Pb, Zn, Ba, Ag, Co, Mo. При этом Pb, Ba, Ag имеют тенденцию концентрироваться преимущественно в верхних частях рудных зон, а Cu, Co, Mo — в нижних.

Геохимические материалы, пригодные для обработки, имеются лишь на Иртышском и Березовском месторождениях. В связи с этим последние и использовались в качестве эталонных при оценке 38 геохимических аномалий рудного поля. Для выбора эталонного месторождения созданы модели геохимической зональности. Выделение обобщенного аномального контура на месторождениях произведено по контуру, охватывающему ореолы свинца (минимально-аномальное содержание 0,003%) и меди (минимально-аномальное содержание 0,01%). На Иртышском месторождении рассмотрено пять вариантов выделения эталонов, на Березовском — два. Совокупность их составила 28 эталонов. Создано множество учебных экзаменационных массивов (85 по Иртышскому месторождению и 50 по Березовскому). Использовано 21-мерное признаковое

пространство парных отношений средневзвешенных содержаний Cu, Pb, Zn, Ba, Ag, Co, Mo.

Опытно-методические работы на оптимальных моделях геохимической зональности рассматриваемых месторождений дали следующие результаты. Пороговое значение  $R_0$  для совокупности 28 эталонов составило 39,6. Надежность определения «принадлежит или нет экзаменационный массив к совокупности эталонных месторождений» составила 96%. Вероятность верного распознавания «своего» месторождения составила для экзаменационных массивов Иртышского месторождения 95%, Березовского — 100%.

При оценке 38 геохимических аномалий рудного поля установлено, что лишь 31 из них сходна с Иртышским и Березовским месторождениями, а 7 не сопоставимы с последними. Для ОУСРЗ каждой из 31 аномалий выбрано конкретное эталонное месторождение. При формировании моделей геохимической зональности Иртышского и Березовского месторождений для ОУСРЗ аномалий рудного поля использовано то же 21-мерное признаковое пространство. Контрольные экзаменационные массивы Иртышского и усеченно-контрольные массивы Березовского месторождений включали по 4—5 пересечений аномальной зоны. Счет проведен с нормированием признаков по их максимальным значениям. Надежность ОУСРЗ на оптимальной модели геохимической зональности Иртышского месторождения, включающей 5 эталонных уровней, составила 78%, а на модели Березовского месторождения, состоящей из 4 эталонных уровней, — 86%. Эти результаты позволяют говорить о достаточно надежной оценке уровня среза аномалий рудного поля. Установлено, что из всех рассмотренных аномалий 5 наиболее сходны с верхними уровнями Иртышского или Березовского месторождений. Эти аномалии рекомендованы для дальнейшего изучения.

В заключение необходимо отметить, что в Казахской опытно-методической экспедиции создан и функционирует первый вариант автоматизированной системы для оценки уровня среза — АС ОУСРЗ-1 на ЭВМ ЕС-1022.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аносова Г. Б., Жбанов Э. Ф.** Гидрохимические ореолы и потоки рассеяния на площадях, закрытых эоловыми отложениями, в Южной Бурятии.— В кн.: Ежегодник-1975 СибГЕОХИ. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 152—155.
- Антропова Л. В.** Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. М., «Недра», 1975. 145 с.
- Арутюнян Л. А.** Об устойчивости водно-растворимых форм молибдена в серосодержащих растворах при высоких температурах.— «Геохимия», 1966, № 4, с. 479—483.
- Балицкий В. С., Мозгова Н. Н., Озерова Н. А., Дороговин Б. А., Комова В. В.** Условия образования самородной сурьмы и аптимонита и их сростаний в сурьмяных месторождениях (по анализу включений и экспериментальным данным).— В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., «Наука», 1976, с. 182—193.
- Балицкий В. С., Озерова Н. А., Комова В. В.** О причинах пространственной и временной разобщенности сульфидов ртути и сурьмы в ртутно-сурьмяных провинциях.— «Сов. геология», 1978, в печати.
- Белоголовов В. Ф.** Полигенность эндогенных геохимических аномалий Джидинского рудного узла.— В кн.: Ежегодник-1971 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 205—208.
- Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С.** Некоторые данные по распределению элементов в первичных ореолах рассеяния колчеданно-полиметаллических месторождений Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геол. конференции, посвященной 50-летию Сов. государства и 10-летию Бурят. геол. управления (тезисы докл.). Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1967, с. 386—391.
- Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С., Кузьмин В. С., Чугунов Л. П., Гусев Ю. П.** К вопросу о низкой контрастности вторичных ореолов и несоответствии их состава с первичными ореолами.— В кн.: Материалы II сессии Сибирской секции СГПМ по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков полезных ископаемых». Вып. 2, ч. 1. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1972, с. 64—68.
- Березий А. Е.** Геолого-структурные особенности локализации полиметаллического оруденения на юго-западе Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1975, № 5, с. 41—47.
- Берзина А. П., Сотников В. И., Королик В. П.** Особенности химического состава апатитов гидротермально измененных пород медно-молибденовых месторождений.— «Геохимия», 1974, № 6, с. 871—874.
- Беус А. А., Григорян С. В.** Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1975. 280 с.
- Бородаев Ю. С., Еремин Н. И., Захарова Е. М., Старостин В. И.** Лабораторные методы исследования минералов, пород и руд. М., изд-во МГУ, 1975. 251 с.
- Бородин В. А., Бровчук И. Ф., Гончаров А. И., Степанов П. И.** Поиски скрытого ртутного оруденения по геохимическим ореолам рассеяния.— «Разведка и охрана недр», 1976, № 4, с. 23—27.
- Быковская Л. П.** О формах нахождения ртути в первичных ореолах рассеяния.— В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и технологии минерального сырья. Вып. 7. Ташкент, «ФАН», 1966, с. 57—64.
- Васильев В. И.** Блеклые руды ртутных месторождений.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 3, с. 56—63.
- Вотах О. А.** Тектоника докембрия западной окраины Сибирской платформы. М., «Наука», 1968. 237 с.
- Геология Армянской ССР. Т. VI. Металлические полезные ископаемые.** Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1967. 540 с.

**Григорян С. В., Резников И. Н.** О некоторых актуальных вопросах изучения и практического использования первичных ореолов.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., изд. ИМГРЭ, 1972, с. 5—7.

**Григорян С. В., Янишевский Е. М.** Эндеогенные геохимические ореолы рудных месторождений и их использование при поисках скрытого оруденения. М., «Недра», 1968, 204 с.

**Гинатулин А. М.** Об одном методе оценки уровня среза рудоносных зон.— В кн.: Методика обработки, картографирования и интерпретации геохимических данных. Алма-Ата, изд. ОНТИ КазИМСа, 1975, с. 25—27.

**Гинатулин А. М., Толочко В. В.** Пути повышения надежности оценки эндогенных геохимических аномалий.— «Вестник АН КазССР», 1976, № 2, с. 69—71.

**Гриненко Л. Н., Пономарев В. Г.** О природе сульфидной минерализации Рассохинского рудного поля (Енисейский край).— «Геология рудн. месторожд.», 1976, № 4, с. 147—149.

**Демидов В. В.** Основные черты осадконакопления рудовмещающей толщи колчеданно-полиметаллического месторождения Озерное (Западное Забайкалье).— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, кн. изд-во, 1969, с. 203—206 (Записки Забайк. фил. геогр. об-ва СССР, вып. XXXV).

**Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Тарасова Р. С.** Геологическое строение и генезис Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения (Западное Забайкалье).— «Геология рудн. месторожд.», 1972, № 2, с. 3—22.

**Дмитриев Л. В.** Петрохимические особенности дифференциации и гибридизма интрузивной фазы Калбского гранитного массива.— «Геохимия», 1961, № 3, с. 215—228.

**Долгих Г. А.** Поисковое значение форм нахождения ртути в рудных зонах. Автореф. канд. дис. Фрунзе, 1975, 22 с.

**Дубов Р. И.** О методике геофизических поисков полиметаллических месторождений в Забайкалье.— «Сов. геология», 1960, № 8, с. 87—101.

**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—25.

**Еремин Н. И., Гераков А. И., Шидаков В. Б.** О термальном метаморфизме руд Осеннего месторождения (Южный Урал).— «Докл. АН СССР», 1974, т. 219, с. 940—943.

**Еремин Н. И., Кривцов А. И., Шенелев В. М., Шишаков В. Б.** О формировании руд Октябрьского медноколчеданного месторождения на Южном Урале в связи с распределением рудообразующих элементов.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1975, № 2, с. 57—64.

**Еремин Н. И., Сергеева Н. Е., Кузнецова Т. П., Шишаков В. Б.** Об изменении отношения  $Co - Ni$  в пиритах колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 203, № 6, с. 1455—1458.

**Еремин Н. И., Шишаков В. Б.** Некоторые вопросы генезиса Джусинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Южном Урале в связи с изучением первичных ореолов рассеяния рудообразующих минералов.— «Вестник МГУ. Серия геол.», 1969, № 2, с. 41—51.

**Ермекаев А. Е., Инин В. Д.** Элементы-спутники как индикаторы глубины формирования рудных тел и месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч. II. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 30—31.

**Жбанов Э. Ф., Базаров Д. Б., Резанов И. Н.** Геолого-геоморфологические условия геохимических поисков в Южной Бурятии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Вып. XIV. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1974, с. 141—143.

**Жбанов Э. Ф., Игнатович В. И., Кузьмин В. С., Белоголовов В. Ф.** Результаты геохимических поисков молибденовых месторождений на территории Западного Забайкалья.— В кн.: Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Красноярск, кн. изд-во, 1977, с. 183—184.

**Жбанов Э. Ф., Нак А. С., Егоров К. И., Шобогоров П. Ч., Тарасов В. Н., Игнатович В. И., Тайсаев Т. Т., Белоголовов В. Ф.** Результаты и вопросы совершенствования литохимической съемки по вторичным ореолам на территории Бурятской АССР.— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1973, с. 23—31.

**Жукова Р. И.** Связь золота, цинка, с органическими веществами и водно-растворимые формы элементов во вторичных ореолах рассеяния.— В кн.: Ежегодник-1973 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 247—250.

**Жукова Р. И.** Распределение и формы нахождения золота, свинца и цинка во вторичных ореолах рассеяния рудных месторождений Хапчерангино-Любавинского района (Забайкалье). Автореф. канд. дис. Иркутск, 1975, с. 30.

**Жукова Р. И., Поликарпючкин В. В.** Вторичные ореолы рассеяния в рыхлом покрове склонов лесных ландшафтов Хапчерангино-Любавинского района (Восточное Забайкалье).— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, 1973, с. 119—128.

**Заворотных И. Р.** Гидрогеохимические поиски в Читинской области и многолетняя мерзлота.— В кн.: Геохимические поиски в областях криогенеза. Л., изд-во Института геологии Арктики, 1970, с. 44—45.

**Заворотных И. Р.** Опыт проведения глубоких геохимических поисков рудных месторождений в Восточном Забайкалье.— В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 200—213.

**Засухин Г. П.** Геохимические методы поисков медноколчеданных месторождений на восточном склоне Урала.— «Разведка и охрана недр», 1969, № 4, с. 22—26.

**Засухин Г. П.** Геохимическая зональность эндогенных ореолов колчеданных месторождений Южного Урала и ее использование при поисках скрытых рудных тел.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1972, с. 52—62.

**Зорина Л. Д., Санин Б. П.** К геохимии бора на Савинском № 5 скарново-полиметаллическом месторождении.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск, Вост.-Сиб. изд-во, 1973, с. 248—252.

**Иванкин П. Ф., Иншин П. В., Кузубный В. С.** Рудные формации Рудного Алтая. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1961. 280 с.

**Игнатович В. И.** Геологические особенности и перспективы поисков штокверкового молибденового оруденения в Бурятской АССР.— В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улаи-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1969, с. 127—137.

**Игнатович В. И.** Ореолы рассеяния Ореkitканского молибденового месторождения.— В кн.: Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Красноярск, кн. изд-во, 1977, с. 184—186.

**Игнатович В. И., Белоголовов В. Ф., Жбанов Э. Ф., Кузьмин В. С., Рипп Г. С.** Первичные и вторичные ореолы молибденовых месторождений Джидинского рудного района.— В кн.: Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Красноярск, 1977, с. 186—190.

**Изох Э. П.** О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубин Земли. Ч. 2. М., «Наука», 1972, с. 16—21.

**Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений.** М., «Недра», 1965, с. 227.

**Интрузивные комплексы Забайкалья.** М., «Недра», 1964. 213 с.

**Квятковский Е. М., Кричук И. Н.** Количественная интерпретация вторичных литохимических ореолов рассеяния.— В кн.: Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, «Наука», 1972, с. 114—125.

**Китаев Н. А., Евдокимова В. Н., Чумакин В. Н.** Построение эмпирических моделей зональности рудных тел и их ореолов.— В кн.: Математическая обработка данных в поисковой геохимии. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 115—131.

**Князев Г. И.** Поисково-оценочные признаки выходов полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. Чита, кн. изд-во, 1958. 135 с.

**Ковалевский А. Л.** Особенности формирования рудных биогеохимических ореолов. Новосибирск. «Наука», 1975, с. 114.

**Кодачигов В. Н., Холод Ю. М., Жбанов Э. Ф.** Результаты изучения вторичного ореола молибдена в одном из районов Западного Забайкалья.— В кн.: Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации (тезисы совещания 16—19 октября 1974, Ереван). Ч. II. Примеры обнаружения рудных тел и месторождений с помощью геохимических методов поисков. М., Изд-во АН СССР, 1974, с. 24—26.

**Коплус А. В., Озерова Н. А., Волкова А. В.** Ртуть во флюоритовых месторождениях.— В кн.: Флюорит (ресурсы, закономерности образования и размещения). М., «Наука», 1976, с. 217—234.

**Козеренко В. Н.** Геологическое строение юго-восточной части Восточного Забайкалья. Изд-во Львов. ун-та, 1965. 310 с.

**Константинова И. М.** Состав речных илов и распределение в них рудных элементов на участках потоков рассеяния в Восточном Забайкалье. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1970. 30 с.

**Константинова И. М., Поликарпочкин В. В.** Обнаружение слабых потоков рассеяния с использованием органических фракций илов и железистых пленок на минералах.— В кн.: Ежегодник-1968 СибГЕОХИ. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969, с. 236—239.

**Кормилицын В. С.** О новой колчеданопосной провинции в Западном Забайкалье.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 4, с. 878—882.

**Корнев Т. Я.** Новый тип вулканогенно-осадочных железных руд Енисейского кряжа и их связь с колчеданным оруденением.— В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск, кн. изд-во, 1971, с. 83—88 (Тр. СНИИГГИМС, вып. 114).

**Корнев Т. Я., Доценко В. М., Борзин А. В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., «Недра», 1974. 132 с.

**Королев М. Е., Шубенин Н. Г.** К вопросу о распространении нижнеангарской свиты в Енисейском кряже.— В кн.: Итоговая научная конференция Казанского гос. ун-та за 1964 г. Изд-во Казанск. гос. ун-та, 1965, с. 115—118.

**Король Р. В., Будник С. И.** Некоторые особенности строения южной части Вос-

точно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.— В кн.: Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток, 1975, с. 48—52 (Тр. ДВПИ, т. 110).

**Король Р. В., Журавлев В. И., Ростовский Ф. И., Соколов Б. А.** Об особенностях связи полиметаллических месторождений с вулканитами в Тетюхинском рудном районе.— В кн.: Проблемы палеовулканогеологии Дальнего Востока. Владивосток, Приморское кн. изд-во, 1970, с. 100—102.

**Крицук И. П.** Ореолы рассеяния свинца и цинка одного из месторождений полиметаллов Восточного Забайкалья.— «Записки Ленингр. горн. ин-та», 1962, т. 43, вып. 2, с. 112—121.

**Крицук И. П.** Влияние климатических факторов на формирование вторичных ореолов свинца и цинка в Восточном Забайкалье.— «Записки Ленингр. горн. ин-та», 1962, т. 43, вып. 2, с. 45—51.

**Кузьмин В. С., Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М.** Новый промышленный тип молибденового оруденения в Джидинском рудном районе (Западное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник-1974 СибГЕОХИ. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 259—261.

**Лисин В. А.** Полиметаллическая зона Каитыбинского синклиория.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, кн. изд-во, 1975, с. 27—32.

**Лоули Д., Максвелл А.** Факторный анализ как статистический метод. М., «Мир», 1960. 117 с.

**Малаев А. А., Мионов Е. П.** Колчеданно-полиметаллическое оруденение в Западном Забайкалье. М., «Недра», 1967, с. 19—31 (Тр. ЦНИГРИ, вып. 75).

**Малахов А. С.** Геохимические спектры свинцово-цинковых месторождений хребта Каратау.— «Геология рудн. месторожд.», 1977, № 2, с. 112—113.

**Манская С. Д., Дроздова Т. В.** Геохимия органического вещества. М., «Наука», 1964. 315 с.

**Мейтув Г. М., Иванов В. В., Иванова Т. А., Романова Р. А., Спомюр Ю. Н.** Мезозойский магматизм Восточного Забайкалья и его связь с тектоникой.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969, с. 173—175.

**Менакер Г. П.** Тектоническое районирование юго-восточной части Восточного Забайкалья по геолого-геофизическим данным.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 2 (4). Чита, 1967, с. 106—109.

**Мирошук А. Ф., Сафронов В. И., Нагаев А. А., Дедовец Э. А.** Эндеогенные ореолы экранированного полиметаллического месторождения.— В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М., 1971, с. 20—22.

**Мирошников А. Е., Крыленко Л. И.** Поверхности выравнивания, коры выветривания и морфоструктурное районирование Енисейского кряжа.— В кн.: Вопросы геологии и рудоносности Средней Сибири. Красноярск, кн. изд-во, 1976, с. 32—41 (Тр. СНИИГГИМС, вып. 179).

**Моисеенко В. Г.** Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, кн. изд-во, 1965. 125 с.

**Нюппенен Т. И.** Первичные ореолы собственно магматических месторождений ликвационного типа.— В кн.: Геохимические радиоактивные методы поисков и разведка полезных ископаемых.— «Записки Ленингр. горн. ин-та», Л., «Недра», 1969, т. 6, вып. 2, с. 37—44.

**Овчинников Л. Н., Григорян С. В.** Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений.— В кн.: Научные основы геохимических методов поисков. Ч. 1. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1970, с. 4—36.

**Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Баранов Э. Н.** Зональность геохимических ореолов гидротермальных месторождений и ее практическое значение.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения на основе зональности гидротермальных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 61—69.

**Озерова Н. А.** Первичные ореолы рассеяния ртути.— В кн.: Вопросы геохимии. Т. IV. Вып. 72. М., Изд-во АН СССР, 1962. 133 с.

**Озерова Н. А., Груздев В. С.** Об изоморфизме в природных соединениях ряда  $ZnS - HgS$ .— В кн.: Изоморфизм в минералах. М., «Наука», 1975, с. 122—131.

**Озерова Н. А., Мозгова Н. П., Ценин А. И., Копытин В. И.** О швацитовом типе ртутного оруденения на Чукотке.— «Геология рудн. месторожд.», 1978, в печати.

**Онтоев Д. О., Щеглов А. Д.** Локальная зональность вольфрамовых месторождений и ее значение для прогноза оруденения.— В кн.: Прогнозирование скрытого оруденения. М., «Наука», 1976, с. 135—149.

**Орлова А. В., Томсен И. Н., Вольфсон Ф. И., Лукин Л. И.** Литологические и структурные факторы размещения оруденения в рудных районах. М., «Наука», 1964. 213 с.

**Охалкин Н. А.** Зоны окисления полиметаллических месторождений и рудопроявлений Енисейского кряжа.— В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск, кн. изд-во, 1976, с. 73—86 (Тр. СНИИГГИМС, вып. 230).

**Охалкин Н. А., Бровкин Г. Н.** Рудные формации, минеральные типы месторождений и рудопроявлений Енисейского полиметаллического пояса.— В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск, кн. изд-во, 1976, с. 31—38 (Тр. СНИИГГИМС, вып. 230).

- Перельман А. И.** Геохимия ландшафта. М., «Высшая школа», 1975. 341 с.
- Перельман А. И.** Законы гипергенной миграции элементов как теоретическая основа геохимических поисков.— В кн.: Тезисы докладов V сессии Сибирской секции СГПМ. Красноярск, 1977, с. 26—28.
- Петровская Н. В.** Самородное золото. М., «Наука», 1973. 345 с.
- Петровская С. Г.** Типы эндогенных ореолов гидротермальных месторождений молибдена.— В кн.: Ежегодник-1969 СибГЕОХИ. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1970, с. 182—185.
- Петровская С. Г., Костюкова Е. С., Глазунова А. Д.** О формах нахождения элементов в различных типах эндогенных ореолов Шахтаминского рудного поля (Восточное Забайкалье).— В кн.: Ежегодник-1970 СибГЕОХИ. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 224—228.
- Петровская С. Г., Санин Б. П., Спиридонов А. М.** Первичные геохимические ореолы и значение их для оценки перспектив разведываемых месторождений (на примере молибденового месторождения Зап. Забайкалья).— «Геол. и геофиз.», 1974, № 8, с. 79—86.
- Петровская С. Г., Спиридонов А. М.** Зональность геохимических ореолов, гидротермально измененных пород и прожилковых образований молибденового месторождения (Западное Забайкалье).— «Геол. и геофиз.», 1977, № 3, с. 64—70.
- Покалов В. Т.** Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. М., «Недра», 1972. 270 с.
- Поликарпочкин В. В.** Геохимические поиски рудных месторождений по потокам рассеяния.— «Сов. геология», 1962, № 4, с. 63—76.
- Поликарпочкин В. В.** Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск, «Наука», 1976. 407 с.
- Поликарпочкин В. В., Гапонцев Г. П., Жукова Р. И., Коротаева И. Я., Константинова И. М., Нестерова А. А., Фролова Л. П.** Изменение химического состава вод малых рек Восточного Забайкалья в связи с их режимом и некоторые вопросы гидрохимического метода поисков.— В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 178—199.
- Поликарпочкин В. В., Жукова Р. И., Константинова И. М., Филиппова Л. А.** Состав иловых вод в речных потоках рассеяния Восточного Забайкалья.— В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 165—177.
- Поликарпочкин В. В., Касьянова И. В., Утгоф А. А., Гербянова Л. Ф.** Геохимические поиски месторождений полиметаллов в Восточном Забайкалье по илам гидротермы и водам.— В кн.: Новое в методике и технике геологоразведочных работ. Л., Гостоптехиздат, 1958, с. 46—73.
- Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Т.** Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых. М., «Наука», 1964. 105 с.
- Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Т., Абрамов И. П.** Ореолы рассеяния в растениях на рудных месторождениях Восточного Забайкалья.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1965, с. 242—270.
- Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа.** Красноярск, кн. изд-во, 1976. 135 с. (Тр. СНИИГГИМС, вып. 230).
- Полушкина А. П.** Хром-титановое отношение в трапповых интрузивах Норильского района как поисковый признак никеленосных интрузивов.— В кн.: Минеральное сырье. Вып. 17. М., «Недра», 1967, с. 13—25.
- Пономарев В. Г.** Стратиформные сингенетичные колчеданно-полиметаллические месторождения в протерозойских отложениях Енисейского кряжа.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 11, с. 59—66.
- Протопопов В. Н.** Оценка водного ореола рассеяния рудопроявления Линеинное с применением факторного анализа.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 10. Красноярск, кн. изд-во, 1975, с. 129—136.
- Протопопов В. Н.** К созданию геохимической модели Горевского свинцово-цинкового месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 1, с. 137—142.
- Разгонов О. П.** Зональность распределения элементов-индикаторов в рудовосных интрузивах Норильского района и окружающих их геохимических ореолах и ее использование при поисках сульфидных медно-никелевых руд.— В кн.: Литогеохимические методы при поисках скрытого оруденения. М., изд. ИМГРЭ, 1972, с. 9—13.
- Разумовский Н. К.** К вопросу о выделении аномалий на фоне обычных содержащих элементов в породе при поисковых работах.— В кн.: Вопросы разведочной геофизики. Вып. 1. Л., Гостоптехиздат, 1962, с. 28—44.
- Рехарский В. И., Дистлер В. В.** О полевошпат-кварцевой формации молибденовых месторождений.— «Геология рудн. месторождений», 1965, № 4, с. 91—93.
- Рипп Г. С., Белооголов В. Ф.** О роли колчеданной минерализации в металлогении Западного Забайкалья.— «Изв. Забайк. филиала геогр. об-ва СССР», 1970, № 4, с. 72—77.
- Ручкин Т. В., Бушуев В. П., Варламов В. А., Кузнецова Т. П.** Холодинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений.— «Геология рудн. месторожд.», 1975, № 5, с. 3—17.
- Ручкин Т. В., Конкин В. Д., Кузнецова Т. П.** Метаморфозы колчеданно-полиме-

таллических руд Холоднинского месторождения (Северное Прибайкалье).—*Геология рудн. месторожд.*, 1973, № 6, с. 69—78.

**Рябчиков И. Д.** Условия отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм.— В кн.: *Проблемы геологии минеральных месторождений, петрологии и минералогии*. Т. 2. М., «Наука», 1969, с. 100—121.

**Савадский О. А.** Поиски полиметаллических месторождений в Приаргунье на основе геохимических и геофизических методов.— В кн.: *Труды Читинского геологического управления*. Вып. 1. Чита, кн. изд-во, 1957, с. 147—193.

**Савадский О. А.** О перспективной оценке ореолов рассеяния полиметаллических месторождений в Восточном Забайкалье.— В кн.: *Новое в методике и технике геологоразведочных работ*. Л., Гостехиздат, 1958, с. 40—45.

**Санин Б. П.** О вертикальной минерало-геохимической зональности месторождений золото-галенит-сфалеритовой формации Восточного Забайкалья.— В кн.: *Ежегодник-1976 СибГЕОХИ*. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977, с. 271—275.

**Санин Б. П., Зорина Л. Д.** Поведение бария и стронция в процессе формирования Савинского-5 полиметаллического месторождения.— В кн.: *Стронций и барий в эндогенных образованиях*. М., «Наука», 1973, с. 185—201.

**Санин Б. П., Зорина Л. Д., Андрулайтис Л. Д.** Распределение Au, Ag, Hg и Zn в месторождениях золото-галенит-сфалеритовой формации.— В кн.: *Ежегодник-1975 СибГЕОХИ*. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1976, с. 117—120.

**Санин Б. П., Зорина Л. Д., Чумаченко А. М.** Первичные ореолы рассеяния на полиметаллическом месторождении Савинское № 5.— В кн.: *Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири*. М., «Наука», 1971, с. 27—41.

**Санин Б. П., Кравченко Э. С.** Гидротермальные изменения вмещающих пород и первичные ореолы рассеяния Акатуевского рудного поля.— В кн.: *Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири*. М., «Наука», 1971, с. 42—58.

**Сауков А. А.** Геохимия ртути. М., Изд-во АН СССР, 1946. 128 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 78).

**Сафронов В. П.** Геохимические предпосылки и признаки поисковой прогнозирования слесных свинцово-цинковых месторождений скарповой формации (на примере Дальнегорского рудного района, Приморье). Автореф. канд. дис. М., 1977. 17 с.

**Сидоренко В. В.** Геология и петрология Шахтаминского интрузивного комплекса.— В кн.: *Труды Геологического музея им. А. П. Карпинского*. Вып. 7. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961. 402 с.

**Симкин Г. С., Августинчик И. А., Каменщиков В. А., Ростов В. Г., Владимирова Т. А.** Основные особенности геохимических ореолов Терлигхайского (Тува) и Западно-Палаянского (Чукотка) месторождений ртути и поиски скрытого ртутного оруденения.— В кн.: *Критерии интерпретации геохимических аномалий*. М., изд. ИМГРЭ, 1973, с. 37—56.

**Скрипкина В. В., Игнатович В. И.** Петрохимические особенности молибденоносных гранитоидов как один из критериев оценки молибденового оруденения Бурятии.— В кн.: *Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири (тезисы докладов II регионального петрографического совещания)*. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974, с. 134—135.

**Смирнов С. С.** К минералогии некоторых полиметаллических руд Забайкалья.— В кн.: *Избранные труды*. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 18—128.

**Смирнов С. С.** Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1961. 507 с.

**Соловов А. П., Гаранин А. В.** Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ.— В кн.: *Литохимические поиски рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния*. Алма-Ата, «Наука», 1968, с. 84—87.

**Соловов А. П., Гаранин А. В., Годубев В. С., Матвеев А. А.** Теоретические основы геохимических методов поисков слесных рудных тел.— В кн.: *Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений*. Ч. II. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 245—247.

**Сорокин В. П., Груздев В. С.** Растворимость ртути в воде и проблема переноса металлов в гидротермальных условиях в виде паров элементов.— В кн.: *Эксперимент в минералогии и петрографии*. М., «Наука», 1975, с. 199—203.

**Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М., «Мир», 1977. 50 с.**

**Тарасов В. Н., Жбанов Э. Ф.** Районирование территории БурАССР по условиям ведения поисково-съёмочных работ.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР*. Вып. XIV. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1971, с. 135—140.

**Тарасова Р. С., Близнюк М. В., Бабкин И. Н.** О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.— В кн.: *Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири*. Новосибирск, «Наука», 1972, с. 79—97 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 143).

**Таусон Л. В.** Закономерности образования эндогенных ореолов рассеяния в полях рудных месторождений.— *Геол. и геофиз.*, 1974, № 5, с. 113—122.

**Таусон Л. В., Гундобин Г. М.** Критерии перспективной оценки Хапчерангинского рудного узла (на основе зональности первичных ореолов).— В кн.: *Прогнозирование скрытого оруденения*. М., «Наука», 1976, с. 121—128.

- Таусон Л. В., Петровская С. Г., Санин Б. П. Эндогенные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и цинка в Шахтаминском рудном поле.— В кн.: Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1971, с. 5—18.
- Федорчук В. П. Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., «Недра», 1964. 286 с.
- Филько А. С., Бабкин И. Н., Тарасова Р. С. Озерное свинцово-цинковое месторождение.— «Разведка и охрана недр», 1967, № 3, с. 18—22.
- Филько А. С., Кузьмин В. С. Мало-Ойногорское молибденовое месторождение и особенности его разведки.— «Разведка и охрана недр», 1977, № 7, с. 21—27.
- Фурсов В. З. Ртуть в горных породах и рудах и температура ее возгонки.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 204, № 2, с. 451—454.
- Фурсов В. З., Степанов П. И. О возможности определения формы нахождения ртути в горных породах и рудах.— «Изв. Каз. ФАН СССР. Серия геол.», 1967, № 2, с. 90—92.
- Хансен М., Андерко К. Структуры двойных сплавов. Т. 1. М., Metallurgizdat, 1972. 608 с.
- Хитаров Н. И., Козинцева Т. Н. Об устойчивости галенита в гидротермальных растворах. В кн.: Экспериментальные исследования в области глубинных процессов. М., «Наука», 1962, с. 117—121.
- Хитаров Н. И., Москалюк А. А. Экспериментальные данные к вопросам генезиса свинцового оруденения.— «Сов. геология», 1955, сб. 43, с. 126—136.
- Ходаковский И. Л., Попова М. Я., Озерова Н. А. О формах переноса ртути в гидротермальных растворах.— В кн.: Геохимические особенности миграции рудных элементов. М., «Наука», 1977, с. 86—118.
- Хрущов Н. А. Примеры вертикальной зональности молибденовых месторождений.— В кн.: Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, Изд-во Чехосл. АН, 1963, с. 174—179.
- Шарков Ю. В., Миялев А. С. Процессы формирования вторичных ореолов рассеяния в условиях Сибири и их генетическая классификация.— В кн.: Вторичные ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, Бурят. кн. изд-во, 1973, с. 44—60.
- Шерман М. Л. Критерии поисков метасоматических свинцово-цинковых месторождений в Енисейском кряже.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 19—22.
- Шерман М. Л., Аладышкин А. С., Иванкин П. Ф., Корнев Т. Я. Перспективы расширения сырьевой базы полиметаллических руд в Енисейском кряже.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 5, с. 7—11.
- Широков А. С., Ковалева А. А. Опыт металлометрических работ в системе Главгеофизики МГНОН.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 202—209.
- Шобогоров П. Ч., Цыренов Д. Ц., Бушуев В. П. О новой колчеданно-полиметаллической провинции на Северо-Байкальском нагорье.— «Разведка и охрана недр», 1971, № 3, с. 15—16.
- Шубенин Н. Г. Гидрогеология Енисейского кряжа и оценка его перспектив на рудные полезные ископаемые по гидрогеохимическим данным. Автореф. канд. дис. Томск, 1968. 315 с.
- Шубенин Н. Г. Интерпретация гидрогеохимических данных в условиях Енисейского кряжа.— В кн.: Труды межвузовской конференции по гидрогеохим. и палео-гидрогеол. исследованиям. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1969, с. 278—281.
- Шубенин Н. Г. Гидрогеохимическое районирование центральной части Красноярского края для поисков полезных ископаемых.— В кн.: Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Красноярском крае. Красноярск, кн. изд-во, 1971а, с. 112—117.
- Шубенин Н. Г. Геохимия природных вод Енисейского кряжа.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, кн. изд-во, 1971б, с. 78—87.
- Шубенин Н. Г. Закономерности размещения и перспективы поисков полиметаллических руд в Западной окраине Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы конференции молод. научн. сотрудников ВостСибНИИГГиМС. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1972, с. 150—151.
- Шубенин Н. Г. Эффективность гидрогеохимических поисков в Красноярском крае.— В кн.: Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1973, с. 105—107.
- Шубенин Н. Г. Схема гидрогеологического районирования подземных вод Енисейского кряжа.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск, кн. изд-во, 1975, с. 26—29.
- Щепотьев Ю. М., Андрусенко П. И. Генетические особенности близповерхностных золотых и ртутных месторождений Камчатки.— «Сов. геология», 1975, № 6, с. 62—71.
- Щербатов Ю. Г. Генетические типы золоторудных месторождений в Горном Алтае.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1965, с. 5—38.

Предисловие . . . . .	3
<b>Полиметаллические месторождения</b>	
<b>П. Ч. Шобогоров, Г. С. Рипп, В. Ф. Белоголов.</b> Первичные ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Бурятии . . . . .	4
<b>Г. Г. Казаненко, Д. Н. Пантелеев, В. Д. Боговин, Е. И. Свиных.</b> Применение геохимических методов при поисках и разведке полиметаллических месторождений Сарданинского типа . . . . .	14
<b>С. Б. Брандт, Б. П. Санин, Н. Н. Фелов.</b> Свинцово-изотопные исследования при поисках рудных месторождений . . . . .	32
<b>В. В. Поликарпочкин, В. И. Зонтов, В. Н. Евдокимова.</b> Прогнозирование оруденения на глубину по геохимическим ассоциациям . . . . .	38
<b>Б. П. Санин.</b> Первичные ореолы рассеяния свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья и использование их при поисково-разведочных работах . . . . .	44
<b>Ю. П. Брилев, Т. А. Гаврилов.</b> Первичные и вторичные ореолы полиметаллических месторождений Дальнегорского района и использование их при поисковых и разведочных работах . . . . .	63
<b>И. Ф. Бровчук, А. П. Инговатов, В. А. Бородин, И. М. Съедин.</b> Результаты опытных газортутных исследований на полиметаллических месторождениях в Приморье . . . . .	67
<b>Н. А. Оханкин, А. Е. Миршников.</b> Особенности лито- и гидрогеохимических ореолов рассеяния в условиях существования зрелых и развивающихся зон окисления полиметаллического оруденения Енисейского кряжа и их использование в поисковых целях . . . . .	71
<b>Н. Г. Шубенин.</b> Районирование западной части Енисейского кряжа на рудные полезные ископаемые по гидрогеохимическим данным . . . . .	77
<b>С. А. Григорян, Т. Г. Радимова, В. Н. Евдокимова.</b> Потoki рассеяния медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Алаверды-Ахталского рудного района (Армянская ССР) . . . . .	84
<b>Месторождения молибдена, меди, сурьмы</b>	
<b>В. И. Игнатович, Э. Ф. Жбанов, П. И. Радченко.</b> Геохимические поиски молибденовых месторождений в Бурятской АССР . . . . .	88
<b>В. И. Игнатович, В. Ф. Белоголов, Г. С. Рипп.</b> Первичные и вторичные ореолы молибденовых месторождений Джидинского рудного района . . . . .	99
<b>А. М. Спиридонов, Б. П. Санин, С. Г. Петровская.</b> Особенности первичных геохимических ореолов молибденового месторождения . . . . .	104
<b>И. В. Гольдмахер, Р. А. Баумштейн.</b> Первичные ореолы молибденовых месторождений Северо-Восточного Забайкалья и их использование на стадии проведения поисковых и разведочных работ . . . . .	117
<b>С. Г. Петровская.</b> Первичные ореолы Шахтампинского рудного поля (Восточное Забайкалье) . . . . .	123
<b>М. Н. Афанасьев, И. И. Удина, Ю. М. Страгис.</b> Первичные и вторичные ореолы рассеяния Сорского и Агаскырского месторождений молибдена . . . . .	143
<b>И. В. Карлина, Н. Е. Сергеева, В. Б. Шишаков.</b> О возможностях локального микроанализа при геохимических поисках (на примере Коксайского меднопорфирового месторождения, Южная Джунгария) . . . . .	147

Г. Н. Засухин, Л. А. Логинова. Применение геохимических методов при поисках медно-никелевых и медноколчеданных месторождений . . . . .	154
М. Н. Афанасьев. Первичные и вторичные ореолы рассеяния Удерецкого сурьмяного месторождения . . . . .	162
М. Г. Кокшарский, В. А. Лаврухин, В. П. Макаров. Ореолы рассеяния и методика геохимических поисков сурьмяных месторождений Якутии . . . . .	166
В. А. Бородин, И. Ф. Бровчук, В. В. Аксененко, Н. С. Носенко. Опыт использования форм нахождения ртути в геохимических ореолах при прогнозировании скрытого сурьмяного оруденения . . . . .	169
<b>Общие вопросы геохимических методов поисков</b>	
Н. А. Озерова. О ртутоносности сквозных минералов эндогенных месторождений . . . . .	174
Н. С. Анастасев. Оценка глубины эрозионного среза рудных объектов по корреляционным связям между элементами в эндогенных ореолах . . . . .	181
А. М. Гинатулин, В. В. Толочко. Надежность оценки уровня среза рудоносных зон и выбор эталонного месторождения . . . . .	186
Литература . . . . .	193

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ  
ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ**

Ответственный редактор

*Валентин Валентинович Поликарпочкин*

Редактор издательства *З. Д. Роскина*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *Н. А. Пискун*

Технический редактор *Т. К. Овчинникова*

Корректоры *Р. К. Червова, М. В. Ржевцева*

ИБ № 10464

Сдано в набор 16.11.78. Подписано к печати 03.09.79. МН-10268. Формат 70×108<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,2. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1250 экз. Заказ № 324. Цена 3 р. 20 к.

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

**В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ  
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»**

готовятся к выпуску следующие книги:

**Сибилев А. К.** Петрология и асбестоносность офиолитов

**Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П.** Сейсмогеология Монголо-Охотского линеймента

**Вотах О. А.** Структурные элементы Земли

**Тектоника Сибири. Т. 9.** Тектоника и нефтегазосность Сибири и Дальнего Востока

**Смирнов Ф. Л.** Геология апатитовых месторождений Сибири

**Вопросы региональной геохимии, минералогии и петрографии**

*Книги высылаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».*

УДК 550.84.092.1:553.444(571.54)

**Первичные ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Бурятии. Шобогоров П. Ч., Рипп Г. С., Белоголовов В. Ф.** Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 4—14.

Колчеданно-полиметаллические месторождения (Озерное рудное поле) каледонской складчатости сопровождаются контрастными полями повышенных концентраций цинка, свинца, меди, серебра, бария, таллия, мышьяка, кадмия и пониженных содержаниями ванадия, титана. Ореолы характеризуются четкой зональностью в распределении элементов. Сложность строения геологического разреза и многоэтажность оруденения при пологом залегании рудных тел не позволяют рассчитывать объективные количественные показатели для их различных частей.

На докембрийском месторождении (Холоднинское) состав первичных ореолов значительно проще (в основном цинк, свинец, медь, серебро, частично мышьяк). Рудная зона трассируется пониженными содержаниями бария. Глубокий метаморфизм месторождения привел к перераспределению значительных количеств рудного вещества и обусловил появление зон прожилково-вкрапленного оруденения метаморфогенного происхождения, сопровождающихся контрастными первичными ореолами. Эти процессы наряду со сложным распределением рудных компонентов в зонах, как и в случае с месторождениями палеозойского этапа, не дают возможности провести достоверные расчеты параметрических характеристик первичных ореолов.

Ил. 9.

УДК 550.84:553.44(571.56)

**Применение геохимических методов при поисках и разведке полиметаллических месторождений сарданнического типа. Казаненко Г. Г., Пантелеев Д. П., Боговин В. Д., Свиных Е. И.** Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 14—32.

Показано, что месторождения сарданнического типа сопровождаются первичными ореолами. Основными элементами, образующими аномалии высокой контрастности, являются свинец, цинк, ртуть. Рассмотрены возможности применения для поисковых целей металлометрической и гидрогеохимической съемки, сделан вывод об эффективности этих методов.

Ил. 11, табл. 4.

УДК 550.42

**Свинцово-изотопные исследования при поисках рудных месторождений. Брандт С. В., Санин Б. П., Фефелов Н. Н.** Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 32—38.

Рассматриваются вопросы геохронометрии и генезиса свинцово-цинковых месторождений Забайкалья. Обосновывается возможность сопоставления изотопного состава свинца в галенитах с петрохимическим составом пород соответствующих интрузивных комплексов. Обсуждаются некоторые вопросы применения изотопии свинца в прикладной геологии.

Ил. 2, табл. 2.

УДК 550.84(571)

**Прогнозирование оруденения на глубину по геохимическим ассоциациям. Поликарпочкин В. В., Зонтов В. Н., Евдокимова В. Н.** Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 38—43.

При наличии зональности различным уровням рудных тел и их ореолов соответствуют различные ассоциации химических элементов, образовавшиеся в процессе минерализации. Характеризуется способ определения уровня эрозионного среза и прогнозирования оруденения на глубину, основанный на этих ассоциациях. Приводится практический пример прогнозирования оруденения на указанной основе.

Ил. 1, табл. 2.

УДК 550.84(571.55)

**Первичные ореолы рассеяния свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья и использование их при поисково-разведочных работах. Санин Б. П.** Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 44—63.

Приводится обшая систематизация свинцово-цинковых месторождений региона. В зависимости от размещения полиметаллических месторождений выделяются два типа геологических структур — приподнятые блоки, представленные карбонатно-сланцевыми толщами докембрийского возраста, и опущенные участки, сложенные терригенно-эффузивными образованиями мезозойского возраста. Рассмотрены первичные ореолы рассеяния свинцово-цинковых месторождений, локализующихся в разных геологических структурах региона. Дается описание состава и строения ореолов разного типа. Описаны результаты автоматизированной обработки первичных ореолов по программе многомерных геохимических полей, показана их высокая информативность. Делается вывод, что проблема количественной оценки территории должна решаться на всестороннем изучении особенностей формирования рудно-магматических комплексов.

Приводятся примеры использования первичных ореолов для оценки перспектив флангов и глубоких горизонтов месторождений.

Ил. 8, табл. 3.

**Первичные и вторичные ореолы полиметаллических месторождений Дальнегорского района и использование их при поисковых и разведочных работах.** Брилев Ю. Н., Гаврилов Т. А. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 63—67.

В статье приведены результаты геохимических исследований на полиметаллических месторождениях Дальнегорского рудного района. Рассмотрен комплекс элементов-индикаторов полиметаллической минерализации. На этой основе разработаны некоторые критерии оценки уровня эрозионного среза геохимических аномалий относительно рудных тел. Подчеркивается важность учета для достоверности геохимического прогнозирования на скарново-полиметаллическое оруденение литолого-структурных, минералого-петрографических и геофизических критериев.

Табл. 3.

**Результаты опытных газорудных исследований на полиметаллических месторождениях в Приморье.** Бровчук И. Ф., Инговатов А. П., Бородин В. А., Съедин И. М. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 67—71.

На основе опытных исследований рассматриваются возможности применения газорудного метода для поисков гидротермальных олово-полиметаллических и полиметаллических месторождений, выходящих на современный денудационный срез, при мощности рыхлых осадков до 5 м, и поисков скрытого и погребенного скарново-полиметаллического оруденения в условиях Приморья.

Ил. 3.

**Особенности лито- и гидрогеохимических ореолов рассеяния в условиях существования зрелых и развивающихся зон окисления полиметаллического оруденения Енисейского кряжа и их использование в поисковых целях.** Охапкин Н. А., Мирошкин А. Е. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 71—77.

В пределах Енисейского кряжа основные параметры вторичных лито- и гидрогеохимических аномалий (контрастность, площади развития) зависят как от типа зон окисления, так и условий проявления гипергенных процессов. Древние зрелые зоны окисления, как правило, сопровождаются широкими литохимическими аномалиями свинца и цинка, наиболее контрастными (до 1% и более) в известняках, менее интенсивными (до 0,2%) в различных сланцах и слабыми (0,02%) в кварцитах и кварцеванных породах. Контрастность вторичных ореолов рассеяния над современными зонами окисления почти не зависит от состава вмещающих сред и обычно не превышает первых десятых процента; площади развития их меньше. Грунтовые воды в районах древних зон окисления слабо минерализованы рудными компонентами (коэффициент аномальности обычно не превышает 10—30 и практически не содержит сульфат-иона. Напротив, воды современных зон окисления обогащены сульфат-ионом (до 60%) и рудными компонентами (коэффициент аномальности до 100 и более). Наилучшие результаты при оценке и разбраковке лито- и гидрогеохимических аномалий возможны при их совместном и комплексном анализе с учетом типа зон окисления и степени активности вмещающей среды, определяющей миграционную способность элементов.

Ил. 3.

**Районирование западной части Енисейского кряжа на рудные полезные ископаемые по гидрогеохимическим данным.** Шубенин Н. Г. Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 77—84.

На основании поисковых гидрогеохимических ассоциаций дается перспективная оценка района. Установлена разнородность западной окраины Енисейского кряжа по металлоносности вод. В южной части преобладает полиметаллическая, преимущественно свинцово-цинковая ассоциация, в центральной — редкометалло-полиметаллическая и в северной — колчеданно-полиметаллическая. Различие в специфике поисковых гидрогеохимических ассоциаций, а следовательно, и металлогении отдельных районов кряжа соотносится с особенностями геологического развития отдельных участков.

Ил. 1, табл.

**Потоки рассеяния медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Алаверды-Ахталского рудного района (Армянская ССР).** Григорян С. А., Радимова Т. Г., Евдокимова В. Н. Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 84—87.

Рассматриваются результаты геохимических съемок по потокам рассеяния в Алавердском рудном районе Армянской ССР, представленные картой многомерного геохимического поля. Карта получена на ЭВМ полностью автоматически.

Ил. 1, табл. 1.

**Геохимические поиски молибденовых месторождений в Бурятской АССР.** Игнатович В. И., Жбанов Э. Ф., Радченко П. И. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 88—99.

Рассмотрены формационные и минералого-геохимические особенности молибденового оруденения штокверкового типа. Дана классификация территории Западного Забайкалья по условиям проведения геохимических методов поисков. Выделено четыре категории площадей, на трех из них (82% территории) успешно проводится геохимические поиски молибденовых месторождений. Для открытых площадей представительно литохимическое опробование по вторичным ореолам с глубины 0,1—0,3 м и по потокам рассеяния, для полужакрытых — литохимическое опробование с глубины 0,4—2,0 м, съемка по потокам рассеяния, для закрытых — биогеохимическая съемка и опробование скважин с глубины 1—7 м. В результате оценки вторичных ореолов молибдена в 1952—1976 гг. выявлено более 20 месторождений и рудопроявлений молибдена штокверкового типа. Описаны результаты опытно-методических работ по биогеохимическому опробованию.

Ил. 4, табл. 2.

**Первичные и вторичные ореолы молибденовых месторождений Джидинского рудного района.** Игнатович В. И., Белоголовов В. Ф., Рипп Г. С. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 99—103.

Приводится характеристика типов эндогенных ореолов и их параметров для промышленных и непромышленных типов молибденового оруденения района. Рассматриваются соотношение первичных и вторичных ореолов и особенности строения вторичных ореолов. Дается анализ геохимической изученности территории рудного района и обосновывается рациональный комплекс геохимических методов применительно к различным ландшафтным условиям.

Ил. 4.

**Особенности первичных геохимических ореолов молибденового месторождения.** Спиридонов А. М., Санин Б. П., Петровская С. Г. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 104—117.

Рассмотрено распределение химических элементов и прожилковых образований на месторождении. Установлена четкая геохимическая и минеральная зональность. Геохимический ряд зональности представлен снизу вверх Mo—W(F, Be)—Cu—(F, Ag)—(Ni, Co). Минеральная зональность выражается в последовательной смене одних типов прожилков другими и выглядит следующим образом снизу вверх: кварц-молибденитовые; кварц-молибденитовые с пиритом и пирротином; кварцевые прожилки с молибденитом, шеелитом, флюоритом, бериллом и пиритом; кварц-молибденитовые с пиритом, пирротином и халькопиритом; кварц-пирит-пирротин-халькопиритовые.

Установлена тесная взаимосвязь зонального строения ореолов и прожилковых образований. На примере распределения элементов и прожилковых образований на месторождении установлено, что формирование ореолов обусловлено многостадийностью рудного процесса.

Применение метода многомерного анализа обработки геохимических данных в значительной степени повысило информативность и дало возможность более надежной их расшифровки.

Ил. 6, табл. 2.

**Первичные ореолы молибденовых месторождений Северо-Восточного Забайкалья и их использование на стадии проведения поисковых и разведочных работ.** Гольдмахер И. В., Баумштейн Р. А. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 117—123.

Приводятся результаты изучения первичных ореолов штокверковых молибденовых месторождений Северо-Восточного Забайкалья. Охарактеризована зональность распределения рудогенных элементов и элементов гидротермалитов по отношению к участкам наиболее интенсивного молибденового оруденения. На основе выявленной геохимической зональности даются прогнозы о возможном развитии оруденения на глубину.

Ил. 3, табл. 1.

**Первичные ореолы Шахтинского рудного поля (Восточное Забайкалье).** Петровская С. Г. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 123—143.

Рассмотрены особенности первичных ореолов трех типов: рудного поля, месторождения и рудных тел. Ореол I фиксирует контуры скрытой рудоносной интрузии, имеет значительные размеры, характеризуется слабым изменением пород, незначительной контрастностью содержания элементов и зональным строением. Ореол II характеризуется приуроченностью к тектоническим зонам, более значительной проработкой пород, большей контрастностью рудных элементов. Для ореола III характерна тесная связь зональности и гидротермально измененных пород, многокомпонентный состав, значительная контрастность рудных элементов, ярко выраженная горизонтальная и вертикальная зональность. Предложены геохимические критерии при поисках и разведке: оценка уровня среза рудных тел по соотношению надрудных (Cu, Ba, Sr) и рудных (Mo, Pb и др.) элементов, фиксации различных участков рудных тел от

выклинивания к центральным частям по увеличению отношений щелочных (Rb, Ba и др.) элементов, выявление зон концентрирования и выноса как показателей формирования скрытого оруденения.

Ил. 12, табл. 4.

УДК 550.84.001.818/571.51/52

**Первичные и вторичные ореолы рассеяния Сорского и Агаскырского месторождений молибдена.** Афанасьев М. Н., Удина И. И., Страгис Ю. М. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 143—147.

На Сорском и Агаскырском месторождениях выявлены первичные и вторичные ореолы рассеяния молибдена, меди, свинца и других элементов. Отмечена горизонтальная зональность элементов во вторичных ореолах рассеяния. По первичным ореолам установлена вертикальная зональность элементов-индикаторов. Последняя позволила установить коэффициент зональности элементов для определения уровня эрозийного среза по Сорскому месторождению, а по Агаскырскому — форму рудной залежи как грибовидную и высказать предположение о продолжении оруденения на глубину.

Ил. 4.

УДК 550.84:553.43(574.5)

**О возможностях локального микроанализа при геохимических поисках (на примере Коксайского меднопорфирового месторождения, Южная Джунгария).** Карлина И. В., Сергеева Н. Е., Шиняков В. В. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 147—154.

Коксайское месторождение приурочено к силурийскому выступу основания каменноугольного вулканоплутонического пояса и связано с интрузиями гранодиорит-андезит-даунитовой вулканоплутонической ассоциации. Оруденение контролируется контактными частями порфировых интрузий и локализуется в сближенных штоках линейной формы. В строении руд участвуют минералы двух продуктивных ассоциаций: халькопирит-пиритовой и молибденит-халькопирит-пиритовой. Выделены две группы элементов. Привнос одной из них (медь, молибден, олово, вольфрам, серебро, висмут) связан с процессами рудоотложения, а другой (свинец, цинк, кобальт, никель) с процессом становления гранодиоритового массива с последующим частичным перераспределением в период формирования минерализованных зон. Распределение элементов-примесей в пространстве подчинено тем же структурным факторам, что и рудной минерализации. В распределении элементов-примесей в пиритах устанавливается вертикальная зональность, что может быть использовано для поисковых целей.

Ил. 5.

УДК 550.84:553.435.481.43(470.57)

**Применение геохимических методов при поисках медно-никелевых и медно-колчеданных месторождений.** Засухин Г. Н., Логниова Л. А. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 154—162.

Работы выполнены в пределах Магнитогорского мегасинклиория на восточном склоне Южного Урала. Проведена оценка перспектив никеленосности и меденосности главных габброидных массивов худолазовского комплекса на основании данных геохимических исследований, с учетом результатов геохимических и геофизических работ. Разработана методика поисков колчеданных месторождений, залегающих в нижнем структурном ярусе под толщей пород улутауской свиты мощностью более 500 м, слагающих верхний структурный ярус. Выделены главные типы эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений, определяющие методические особенности интерпретации материалов поисково-геохимических работ.

Ил. 3, табл. 2.

УДК 550.84.001.818/571.51/52

**Первичные и вторичные ореолы рассеяния Удерейского сурьмяного месторождения.** Афанасьев М. Н. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 162—166.

Удерейское месторождение впервые зафиксировано при проведении металлометрической съемки масштаба 1:25 000 вторичными ореолами рассеяния сурьмы, мышьяка и других элементов. По первичным ореолам на Центральном участке месторождения по рудным телам 12<sub>I</sub>, 12<sub>II</sub> и 11 установлена вертикальная зональность элементов-индикаторов, выделены надрудные — верхнерудные, подрудные и нижнерудные элементы, вычислены отношения произведений первых ко вторым для определения уровня эрозийного среза.

Ил. 3.

УДК 550.84

**Ореолы рассеяния и методика геохимических поисков сурьмяных месторождений Якутии.** Кокшарский М. Г., Лаврухин В. А., Макаров В. Н. Геохимические методы поисков цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 166—169.

Установлена зональность первичных ореолов, выделены группы элементов, характерные для верхнерудных (мышьяк, вольфрам, сурьма, золото, ртуть), рудных (серебро, олово) и подрудных (кобальт, никель, цинк, молибден, медь) сечений. На этом основании выбраны мультипликативные коэффициенты для оценки уровня среза рудных тел. Показано, что при поисках месторождений рассматриваемого типа успешно могут применяться гидрогеохимический метод и методы поисков по вторичным ореолам.

УДК 550.84.550.812.01.

Опыт использования форм нахождения ртути в геохимических ореолах при прогнозировании скрытого сурьмяного оруденения. Бородин В. А., Бровчук И. Ф., Аксененко В. В., Носенко Н. С. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 169—173.

Проведено изучение особенностей распределения форм нахождения ртути в первичных геохимических ореолах, развитых на поверхности двух месторождений, характеризующихся различной глубиной (40—250 и 500—700 м) залегания сурьмяного оруденения. На основе сравнения термических спектров форм нахождения ртути опытного участка и эталонных месторождений дана оценка его перспективности на скрытое оруденение.

Ил. 1, табл. 1.

УДК 546.49.550.423

О ртутоносности сквозных минералов эндогенных месторождений. Озерова Н. А. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 174—181.

Приведены новые данные о ртутоносности минералов. Показано, что содержание ртути в минерале увеличивается при переходе от высоко- к низкотемпературным месторождениям (это в макромасштабе) и к концу процесса рудообразования в пределах месторождения (в микромасштабе). Рассмотрена роль пострудного метаморфизма, который приводит к обеднению ртутью. Показана важность знания данных о ртутоносности гидротермальных минералов для ртутметрического метода поисков гидротермальных месторождений.

Ил. 3, табл. 7.

УДК 550.84:553.490(571.52)

Оценка глубины эрозионного среза рудных объектов по корреляционным связям между элементами в эндогенных ореолах. Анастасиев Н. С. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, «Наука», 1979, с. 181—186.

Метод основан на закономерных изменениях с глубиной среза силы и знака корреляционной связи рудообразующего элемента с другими элементами в эндогенных ореолах. За количественное выражение уровня эрозионного среза принята величина  $\rho = \sum_{r}^{\text{над}} - \sum_{r}^{\text{под}}$ , где  $\sum_{r}^{\text{над}}$  и  $\sum_{r}^{\text{под}}$  — алгебраические суммы коэффициентов корреляции с рудным компонентом других элементов, образующих эндогенные ореолы соответственно в надрудном и подрудном пространстве. Дается сравнительная характеристика  $\rho$  и мультипликативного коэффициента зональности.

Ил. 3, табл. 1.

УДК 550.84:681.3

Надежность оценки уровня среза рудоносных зон и выбор эталонного месторождения. Гинатулин А. М., Толочко В. В. Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов, Новосибирск, «Наука», 1979, с. 186—192.

Рассматривается новый метод оценки уровня среза рудоносных зон по геохимическим данным. В его основу положено покомпонентное сопоставление модели оцениваемого объекта с моделью геохимической зональности эталонного месторождения. Излагается методика выбора эталонного месторождения. Оценка нового объекта предшествует оптимизация модели зональности месторождения на учебном материале. Подробно описываются все процедуры решения задачи. Приводится пример оценки геохимических аномалий на ЭВМ с использованием данной методики.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
- 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
- 252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4;
- 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28;
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
- 660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
- 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72;
- 103009 Москва, ул. Горького, 8;
- 117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
- 630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
- 630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22;
- 142292 Пушкино Московской обл., «Академкнига»;
- 620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
- 700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
- 700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
- 700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6;
- 634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
- 450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10;
- 450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
- 720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
- 310003 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

3 р. 20 к.

2982



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ