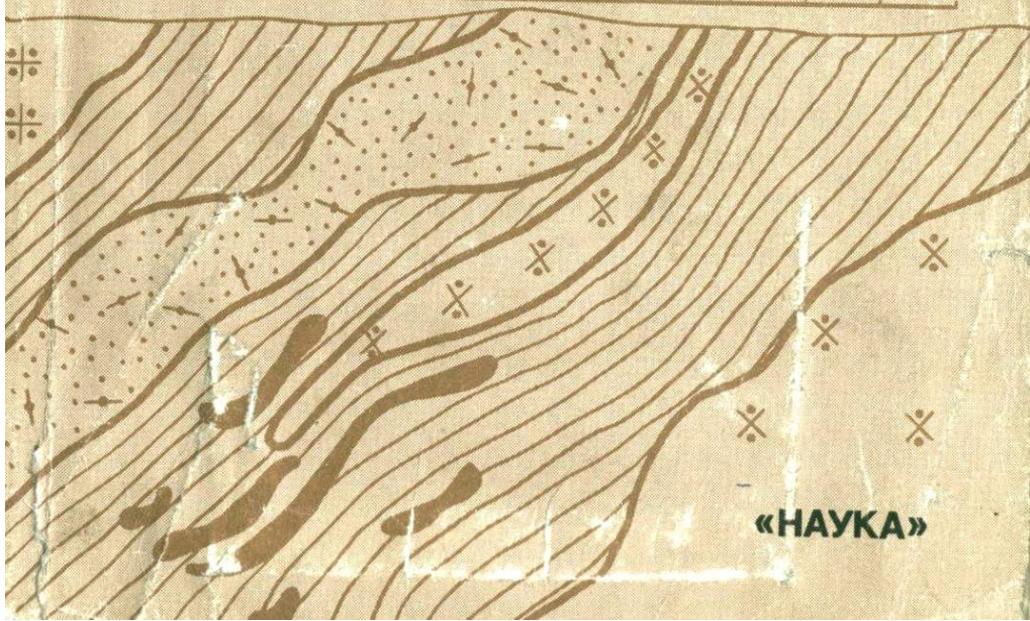
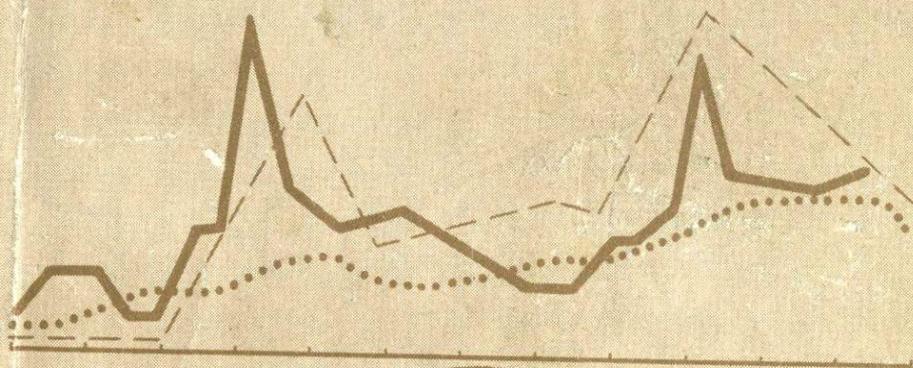


# ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ глубокозалегающих РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



«НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ, ГЕОХИМИИ  
И КРИСТАЛЛОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

# ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ глубокозалегающих РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Ответственные редакторы  
член-корр. Л.Н. ОВЧИННИКОВ, С.В. ГРИГОРЯН



МОСКВА  
"НАУКА" 1985



4410

**Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений.**  
М.: Наука, 1985.

В сборнике рассматриваются вопросы методики и техники литохимического опробования, обработки и обогащения литохимических проб. Особое внимание уделяется интерпретации результатов литохимических поисков по гипергенным ореалам рассеяния с точки зрения их адекватности первичным геохимическим ореалам, несущих максимальную информацию о скрытом и слепом оруденении. Намечаются пути и перспективы развития методики и технического оснащения литохимических поисков таких месторождений.

**Рецензенты**

*Г.Н. Мухитдинов, В.И. Морозов*

**ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ  
ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

*Утверждено к печати Институтом минералогии, геохимии  
и кристаллохимии редких элементов*

Редактор *А.В. Назаров*. Редактор издательства *Т.Б. Гришина*  
Художник *Л.А. Григорян*. Художественный редактор *М.Л. Храмцов*  
Технические редакторы *В.В. Лебедева, Л.Н. Богданова*  
Корректор *О.А. Разуменко*

Набор выполнен в издательстве на электронной фотонаборной системе

ИБ № 29202

Подписано к печати 24.07.85. Т — 00999. Формат 60 x 90 1/16  
Бумага для глубокой печати. Гарнитура Таймс. Печать офсетная  
Усл.печ.л. 16,0. Усл.кр.-отт. 16,2. Уч.-издл. 19,7. Тираж 800 экз. Тип. зак. 476  
Цена 3 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

УДК 550.84(571.55)

*Л.Д. Зорина, Н.Б. Санина, З.И. Куликова*

### **ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОЛЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ЭТАПА В КУПОЛЬНО-КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУРАХ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

Среди эндогенных геохимических полей концентрирования, возникающих на постмагматическом этапе развития рудно-магматических систем, выделяются поля гидротермального этапа. Процесс формирования геохимических полей гидротермального этапа, по классификации Л.В. Таусона [2], необходимо рассматривать в единстве главных частей процесса: формирование полей интенсивного концентрирования (рудные тела), полей со средними уровнями концентрирования (эндогенные ореолы рудных тел) и полей с низкими уровнями концентрирования (ореолы рудных полей).

Как пример рассматриваем купольно-кольцевую структуру II порядка, имеющую в диаметре 20—25 км. В центре структуры расположен массив гранодиоритов, от которого к западу веерообразно отходят дайки порфириновых пород, пронизывающие толщу вулканитов трахиандезит-латитового состава, объединяемую с интрузивными, субэффузивными и дайковыми образованиями в единый вулcano-плутонический комплекс. В этом же западном направлении зонально размещаются разнотипные месторождения и рудопроявления. Подчиненное значение в пределах структуры имеют осадочно-метаморфические отложения палеозоя и нижней юры.

По условиям формирования рассматриваемая структура представляет собой сложную рудно-магматическую систему, становление которой произошло в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации. Гидротермальный этап развития кольцевой структуры протекал в течение нескольких стадий. Каждая стадия характеризуется образованием геохимических полей, что выражается в появлении аномальных концентраций ряда элементов и соответствующих минеральных парагенезисов. Гидротермальный этап развития начинается с предрудного преобразования пород в листвениты-березиты. Собственно рудный этап протекает в пять стадий — турмалиновую, колчеданную, полиметаллическую, сульфосольную и сурьмяную (стадии перечислены в возрастной последовательности от более ранних к более поздним). Одни месторождения и рудопроявления формировались на протяжении всего этапа рудообразования, что привело к наложению и совмещению в пространстве аномальных геохимических полей и соответственно парагенетических ассоциаций, характерных для конкретных стадий; другие — в течение одной — двух стадий гидротермального этапа, поля их имеют более простое строение. В не-

**Характеристика аномальных геохимических полей  
разных стадий минерализации в купольно-кольцевой структуре**

Стадия минерализации	Минеральная ассоциация	Элементы и их коэффициенты
		главные
Предрудная (лиственитизация — березитизация)	Серицит+серпентин+хлорит+ кварц+пирит+карбонат	Pb <sub>2-10</sub> Zn <sub>2-10</sub> Au <sub>2-10</sub> Ag <sub>1-10</sub> As <sub>2-10</sub> Sb <sub>2-10</sub> B <sub>2-10</sub>
Кварц-турмалиновая	Кварц+пирит+турмалин	B <sub>10-325</sub> Au <sub>10-35</sub>
Колчеданная	Кварц+пирит, кварц+халькопирит, кварц+арсенопирит+пирит, кварц+арсенопирит	Fu <sub>26-3133</sub> Bi <sub>13-130</sub> As <sub>8-70</sub> Ag <sub>6-146</sub> Cu <sub>6-42</sub>
Полиметаллическая	Кварц+доломит+пирит+галенит+сфалерит (варьирувание в разных количественных соотношениях)	Pb <sub>22-1513</sub> Ag <sub>27-1000</sub> Au <sub>18-585</sub> Zn <sub>4-53</sub>
Сульфосольная	Пирит+галенит+сфалерит+сульфосоли+доломит (варьирувание в разных количественных соотношениях)	Ag <sub>3-1000</sub> Pb <sub>6-2500</sub> Au <sub>2-487</sub> Bi <sub>11-500</sub> Sb <sub>5-133</sub>
Сурьмяная	Кварц+сульфосоли+антимонит	Ag <sub>3-3000</sub> Hg <sub>2-943</sub> Sb <sub>40-400</sub> Pb <sub>4-400</sub>

которых случаях на месторождениях отсутствуют или начальная, или одна из завершающих стадий рудообразования.

Процесс предрудного преобразования вмещающих эффузивов в листвениты и субэффузивных тел гранодиоритов в березиты выразился в формировании аномальных геохимических полей предрудного этапа. Эти поля развиты на всех месторождениях кольцевой структуры и имеют форму протяженных (до первых километров) зон, обычно северо-западного простирания, использующих, как правило, радиальные разрывные нарушения. Мощность зон составляет около 1 км (таблица). Минеральный состав гидротермально-измененных пород варьирует, включая в разных соотношениях кварц, карбонат, серицит, хлорит, серпентин, пирит. В зависимости от преобладания того или иного компонента выделяются хлорит-доломитовые и серицит-доломитовые разности. Формирование зон гидротермалитов сопровождается привнесом Ca, Fe, Mg, K, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S и выносом SiO<sub>2</sub>, Na. Элементный состав полей предрудного преобразования пород отвечает составу основных типов минерализации, связанных с рассматриваемой купольно-кольцевой структурой: Pb, Zn, Au, Ag, As, Sb, B и др., но коэффициенты контрастности элементов низкие (2—10) и обычно приближаются к фоновым (см. таблицу).

На фоне полей предрудного преобразования пород выделяются аномальные поля, связанные с собственно рудным этапом. Минеральный состав геохимических полей турмалиновой стадии представлен кварц-турмалиновыми жилами и прожилками, во вмещающих лиственитах-березитах проявляются гнезда, вкрапления и просечки

контрастности	Размеры полей, м		Месторождение в структуре	
	второстепенные	протяженность		мощность
		до 3000	до 1000	Повсеместно
Bi <sub>3-7</sub> As <sub>1-10</sub> Ag <sub>3-33</sub> Cu <sub>2-8</sub>		до 200	до 100	Ядро структуры (зона 1), восточные фланги месторождений
Pb <sub>3-6</sub> Zn <sub>1-5</sub> Hg <sub>1-20</sub>		до 300	100—500	Центральная часть структуры (зона 2), глубокие горизонты, восточные фланги месторождений
Hg <sub>3-77</sub> Cu <sub>1-7</sub> Sb <sub>1-16</sub> As <sub>0,6-2</sub>		до 700	до 250	Средняя часть структуры (зона 3), центральные части месторождений
Cu <sub>1-27</sub> Zn <sub>4-37</sub> Hg <sub>3-24</sub> As <sub>1-7</sub>		до 700	до 250	Средняя часть структуры (зона 4), средние горизонты центральных частей и северо-западные фланги месторождений
As <sub>1-8</sub> Zn <sub>3-300</sub> Au <sub>1-10</sub>		до 200	до 50	Периферическая часть структуры (зона 5)

турмалина. Поля этого типа представлены вытянутыми в северо-западном направлении линзами длиной не более 200 м и мощностью до 100 м. Главными элементами являются В, Au, а второстепенными — Ag, As, Bi, Cu. Коэффициенты контрастности элементов выше, чем в полях, сформированных в результате предрудного преобразования пород. Геохимические поля турмалиновой стадии обнаруживаются в эндо- и экзоконтакте массива гранодиоритов и на юге-восточных флангах месторождений, занимая ядерную часть кольцевой структуры (условная зона 1).

Минеральный состав геохимических полей колчеданного типа, формирующихся вслед за полями турмалинового типа, определяется образованием рудных тел кварц-пиритового, кварц-халькопирит-пиритового, кварц-арсенопиритового состава, близ контакта которых во вмещающих лиственитах-березитах появляются просечки, гнезда и вкрапленность пирита (арсенопирита). Поля колчеданного типа имеют линзообразную, вытянутую в западном или северо-западном направлении либо изометричную форму. По мощности они нередко полностью захватывают зону гидротермально-измененных пород. Протяженность аномальных полей этого типа достигает 300 м, мощность обычно 100 м, реже 500 м. Аномальные геохимические поля колчеданного типа сосредоточены в основном на глубоких горизонтах и тяготеют больше к восточным флангам месторождений и рудопроявлений, слагая условную зону 2 в центральной части кольцевой структуры. Главными элементами полей этого типа являются Au, Bi, As, Ag, Cu, второстепенными — Pb, Zn, Hg. Коэффициенты

контрастности главных элементов значительно выше, чем в полях предыдущих стадий минерализации (см. таблицу).

В полиметаллическую стадию минерализации формируются рудные тела, сложенные кварц-пирит-галенит-сфалеритовой, карбонат-пирит-галенит-сфалеритовой ассоциациями, минеральный состав которых значительно варьирует. В качестве второстепенных присутствуют халькопирит, гематит, блеклые руды. Рудные тела в непосредственной близости от контакта сопровождаются прожилками и гнездообразной вкрапленностью, главных рудообразующих сульфидов и безрудных карбонатных образований. Карбонаты всех ассоциаций преобладают доломитом с различным содержанием Mn и Fe, но преобладает железистый доломит [1]. Аномальные поля этой стадии минерализации представляют линейно-вытянутые в западном или северо-западном направлении полосы протяженностью до 700 м мощностью до 250 м. Они локализируются в центральных частях месторождений, которые в контурах кольцевой структуры соответствуют ее средней части (условная зона 3). Главные и второстепенные элементы, определяющие аномальные поля полиметаллического типа, и их коэффициенты контрастности приведены в таблице.

Геохимические поля сульфосольного типа слагаются рудными телами, выполненными пиритом, сульфосолями свинца, галенитом, клейофаном и сопровождающими их синрудными метасоматитами кварц-карбонатного состава, но с более магнезиальным доломитом [1]. Поля сульфосольного типа распространены на средних горизонтах в центральной части и на северо-западных флангах месторождений, тяготея больше к периферии структуры. В разрезе аномальные поля представлены протяженными (до 700 м) линзами мощностью до 100 м, вытянутыми в северо-западном направлении по простиранию рудных тел. Главными элементами геохимических полей сульфосольного типа являются Ag, Pb, Au, Bi, Sb, второстепенными — Cu, Zn, As, Hg.

Завершается гидротермальный этап развития купольно-кольцевой структуры образованием полей аномальных концентраций сурьмяной стадии минерализации. Ее минеральный состав определяется кварц-антимонитовыми жилами. Среди рудных минералов значительную роль играют сульфосоли, встречаются реальгар, аурипигмент, клейофан, реже киноварь. Аномальные поля сурьмяного типа тяготеют к запад-северо-западной части кольцевой структуры, располагаясь по ее периферии. Они обычно формируют самостоятельные рудопроявления; в пределах некоторых из них более ранние стадии развития гидротермального этапа не фиксируются. Поля представлены вытянутыми по простиранию рудных тел линзами длиной до 200 м, мощностью до 50 м. Главными элементами полей сурьмяного типа являются Ag, Hg, Sb, Pb, второстепенными — As, Zn, Au (см. таблицу).

Необходимо заметить, что второстепенные элементы, выделяемые в аномальных полях всех стадий минерализации, присутствуют либо в виде примесей в минералах, входящих в главные рудообразующие ассоциации, либо в форме второстепенных минералов.

В распределении аномальных геохимических полей в пределах

купольно-кольцевой структуры намечается горизонтальный ряд геохимической зональности, который является отражением вертикальной зональности рудоотложения: высокотемпературные элементные ассоциации вблизи гранодиоритовых массивов и на более глубоких горизонтах сменяются низкотемпературными в периферической части кольцевых структур и на более высоких горизонтах.

Элементный ряд горизонтальной геохимической зональности (с востока — юго-востока на запад — северо-запад, т.е. от центра структуры к ее периферии) имеет следующий вид: В, Au → Au, As, Ag, Bi, Cu → Pb, Ag, Zn, Au → Ag, Pb, Au, Bi, Sb, Hg → Ag, Hg, Sb.

Выявленные особенности геохимической зональности отражают эволюцию рудно-магматической системы во времени на фоне регрессивного изменения теплового режима. Поступление флюида из общего очага и его эволюции во времени способствуют наложению поздних стадий минерализации на ранние, в результате чего образуются сложные телескопированные месторождения, на которых геохимические аномальные поля являются интегральным выражением всех типов минерализации. Особенности геохимических полей позволяют связывать их с определенным типом минерализации, определять уровень эрозионного среза объектов, оценивать глубокие горизонты и фланги месторождений.

В качестве примера использования аномальных геохимических полей при оценке перспектив месторождений приведен опорный разрез месторождения золото-полиметаллического типа, расположенного в толще эффузивов. Разрез обработан на ЭВМ методом многомерных полей. На рис. 1 показаны геохимические аномальные поля гидротермального этапа в разрезе рудной зоне месторождения, мощность которой достигает 250 м, протяженность — более 600 м. Поля аномальных концентраций слагаются главными рудообразующими элементами (Pb, Zn, Ag, Au, As, Sb, В) и элементами-спутниками (Hg, Ва, Sn и др.).

В разрезе рудной зоны не обнаружены геохимические поля турмалиновой стадии минерализации в "чистом" виде. Однако, судя по коэффициентам контрастности (КК) бора, варьирующим от 2 до 7 в пределах геохимических полей других типов минерализации, поля этой стадии развиты в рудной зоне повсеместно. Обычное поведение бора не зависит от поведения других элементов, о чем свидетельствует отсутствие корреляции бора с рудными элементами: Au, Ag, Pb, Zn, As, Hg, Cu. Но в отдельных участках наблюдается совместный вынос В, As, Hg, Ва, что объясняется развитием здесь зоны выщелачивания.

Поля аномальных концентраций колчеданного типа минерализации — Au<sub>163</sub>, Ag<sub>9</sub>, Pb<sub>8</sub>, Hg<sub>4</sub> (цифры — коэффициенты контрастности элементов) — тяготеют к висячему боку и к нижним горизонтам рудной зоны. Они совпадают как с известными рудными телами, так и с зонами гидротермалитов, содержащих прожилки и гнезда главных рудообразующих сульфидов.

Основную площадь рудной зоны занимают поля аномальных

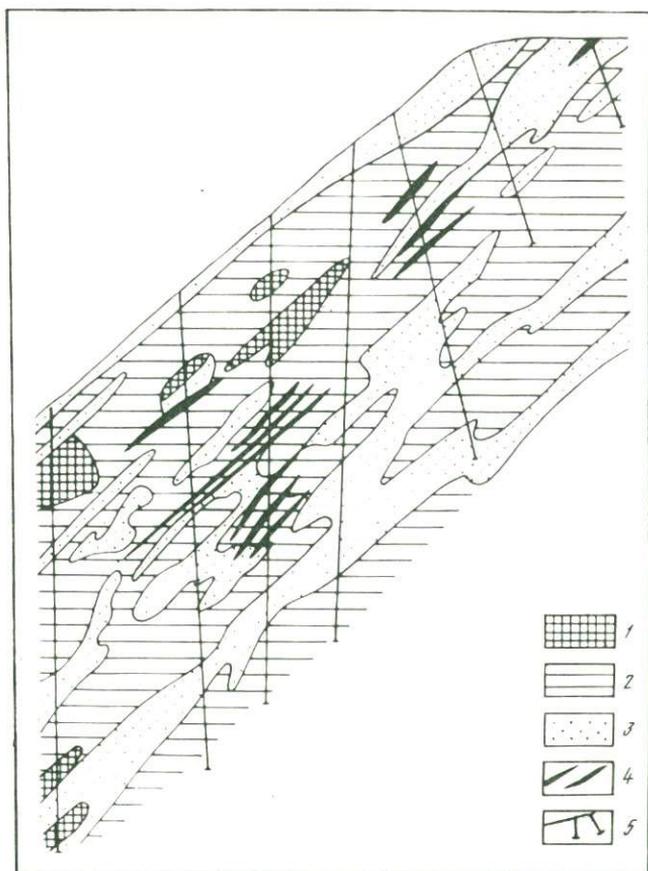


Рис. 1 Геохимические аномальные поля гидротермального этапа в разрезе месторождения, обусловленные разными стадиями минерализации

1—3 — стадии минерализации: 1 — колчеданная, 2 — полиметаллическая, 3 — сульфосоляная; 4 — рудные тела; 5 — скважины

концентраций полиметаллической стадии минерализации —  $Pb_{76-1325} Zn_{4-43} Ag_{85-731} Au_{265-280} Hg_{6-19}$ . Образуются они кварц-пирит-галенитовой ( $Au_{265} Ag_{85} Pb_{76} Hg_6 Zn_4 B_3 Sb_3 Sn_2$ ) и кварц-карбонат-пирит-сфалерит-галенитовой ( $Pb_{1325} Ag_{731} Au_{280} Zn_{43} Hg_{19} Sb_5 Cu_3 As_2$ ) ассоциациями. Особенностью полей этого типа является преобладание  $Pb$  над  $Zn$ . В контуры этих полей попадают практически все известные рудные тела.

Поля аномальных концентраций сульфосоляной стадии минерализации ( $Ag_{257-10000} Pb_{52-2500} Au_{80-487} Sb_{5-133} Zn_{4-37} Hg_{3-24}$ ) развиты преимущественно в лежачем боку и на средних горизонтах рудной зоны, где они приурочены к известным рудным телам.

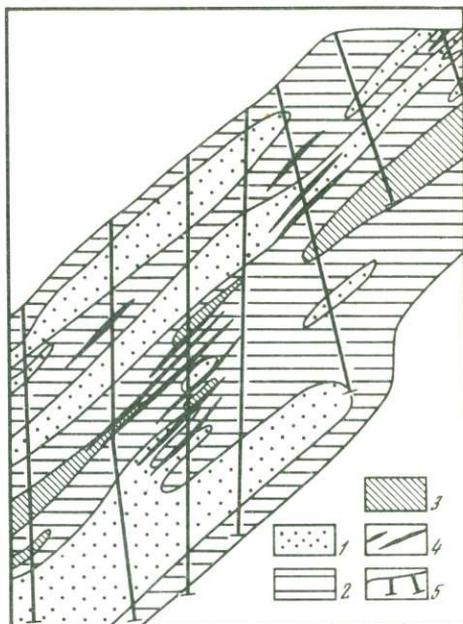
Аномальные геохимические поля сурьмяной стадии на месторождении не проявлены.

Элементы-спутники входят в состав аномальных полей, а также образуют участки выноса относительно рудных тел и сопряженные

Рис. 2. Поля аномальных концентраций бария в разрезе месторождения

1 — зоны выноса; 2, 3 — зоны переотложения с концентрациями: 2 —  $(80-150) \cdot 10^{-2}\%$ , 3 —  $(150-1360) \cdot 10^{-2}\%$ ; 4 — рудные тела; 5 — скважины

с ними участки переотложения. Подобная закономерность отчетливо прослеживается на примере эндогенных ореолов Ва (рис. 2). Фоновые концентрации Ва в основном приурочены к нижним горизонтам рудной зоны, а максимальные — к рудным телам, но, как правило, сдвинуты либо по восстанию, либо в сторону от рудных тел, что, очевидно, объясняется отгонкой бария из участков локализации рудных тел.



Формирование аномальных геохимических полей происходит в результате привноса флюидом рудных и перераспределения петрогенных элементов. Так, в колчеданную стадию минерализации наблюдается привнос Fe, в полиметаллическую и сульфосоляную стадии происходит перераспределение практически всех петрогенных элементов. Из рудной зоны выносятся Na и Al, но участки их переотложения в зоне не обнаружены; эти элементы, вероятно, группировались выше современного эрозионного среза. Из рудных тел выносятся K и Si. Устанавливается четкая отрицательная корреляция между K и Au. Калий переотлагается тут же непосредственно на контакте с рудными телами, а Si — на некотором удалении от рудных тел. В целом же в разрезе рудной зоны отмечаются мощные аномальные поля калия, образованные за счет привноса его флюидами и местного перераспределения.

Отчетливо выражено перераспределение Mn и отгон его по восстанию в верхнюю часть рудной зоны. Менее существенно выражено перераспределение Fe, Mn, Ca.

Отмечаются интенсивный привнос летучих и увеличение их концентрации к верхним уровням рудной зоны. На этом фоне показательно ведут себя элементы, слагающие карбонатную составляющую гидротермально-измененных пород (рис. 3). Определены эти элементы кислотным выщелачиванием, аналитические результаты обработаны на ЭВМ методом многомерных полей. В разрезе по восстанию рудной зоны снизу вверх выявлена четкая зональность: Sr — Sr, Ca, Mg, Mn — Fe, Mg, Ca.

Выдерживается установленная ранее [1] зависимость — связь железистых доломитов с полиметаллической стадией минерализации.

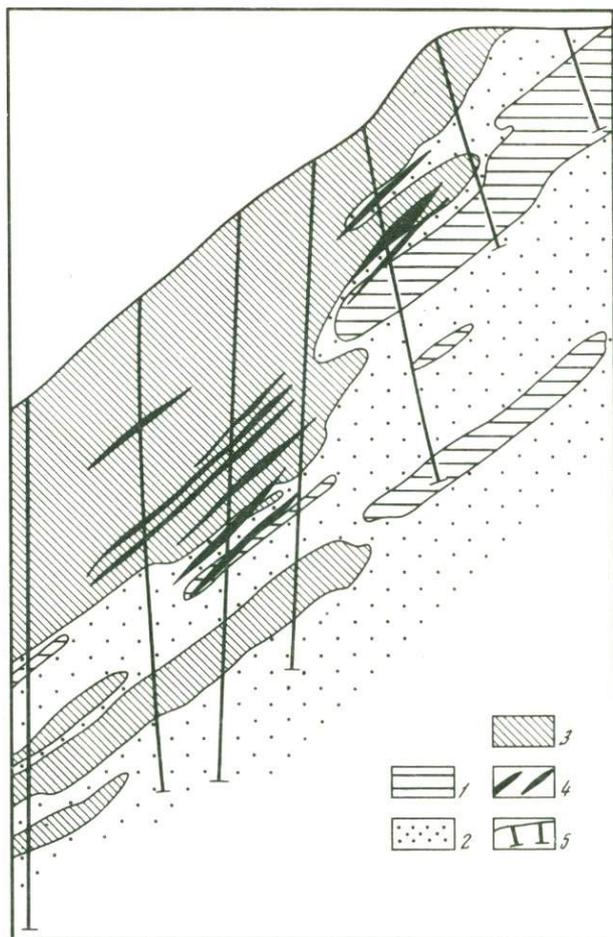


Рис. 3. Распределение карбонатной составляющей в разрезе месторождения  
 1—3 — аномальные геохимические поля: 1 — Fe, Mn, Mg, 2 — Mn, Mg, Ca, Sr, 3 — Sr; 4 — рудные тела; 5 — скважины

Проведенное изучение аномальных геохимических полей концентрирования гидротермального этапа в пределах структуры в целом и отдельного месторождения позволяет сделать следующие выводы.

1. Поиски месторождений различных типов в пределах структуры следует проводить целенаправленно: золото-колчеданных в центральных, полиметаллических в средних и сурьмяных в периферических частях купольно-кольцевой структуры.

2. Исследованное золото-полиметаллическое месторождение характеризуется неглубоким эрозионным срезом. Перспективность его определяется развитием на средних горизонтах и в лежащем боку рудной зоны геохимических полей сульфосольной и на нижних горизонтах колчеданной стадий минерализации.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Санин Б. П., Зорина Л. Д. Особенности состава карбонатов золото-полиметаллической формации как индикатор скрытого оруденения. — *Геохимия*, 1979, № 12, с. 1893—1897.
2. Таусон Л. В. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих месторождений. — В кн.: *Симпозиум по геохимическим методам поисков*. Прага, 1979, т. 1, ч. 1, с. 17—20.

УДК 550.84(576.51)

*А. В. Кокин*

### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ТОЧЕК ПОЛИМОРФИЗМА ВОДЫ ПРИ ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Экспериментально установлено [4], что структурные (полиморфные) преобразования воды, последовательно протекающие в водных растворах с понижением температуры, определяют направленность дискретно-импульсных реакций при гидротермальном рудообразовании в определенных температурных точках ( $^{\circ}\text{C}$ ): 4, 40, 85(112), 165, 225, 340, 400. Если эти же свойства основного и универсального растворителя присущи природным гидротермальным системам, то весь ход минералообразования можно предсказать, зная исходные данные системы (температуру, давление и концентрацию растворенного в воде вещества).

Нами [2] на примере вакуумной декрепитации около 3600 монофракций кварца, сульфидов, золота, окислов из 14 разновозрастных и расположенных в различной геологоструктурной обстановке гидротермальных (золоторудных, золото-редкометалльных, молибденовых, оловянных, полиметаллических) месторождений Якутии статистически показано соответствие вышеупомянутых точек полиморфизма воды<sup>1</sup> температурным максимумам декрепитации включений в минералах ( $^{\circ}\text{C}$ ):  $45 \pm 10$ ;  $110 \pm 5$ ;  $165 \pm 9$ ;  $222 \pm 12$ ;  $265 \pm 10$ ;  $345 \pm 15$ ;  $430 \pm 12$ , что отождествлялось со ступенями минералообразования в рассматриваемых природных системах. Причем последний максимум определяет порог разложения сульфидов исследуемых месторождений. Минералы отбирались не только из разведанных горизонтов месторождений, но и по площадям рудных полей малоизученных рудопроявлений с таким расчетом чтобы подвергнуть анализу разные по степени эродированности рудные тела и выделить максимально возможное количество температурных групп включений в минералах.

Прогрев мономинеральных фракций производился на установке ВД-3 (Ростовский университет). При прогреве в вакууме в каждом случае учитывался только максимум приращения давления, а не интервал начала и конца декрепитации. Последующая статистичес-

<sup>1</sup>Для краткости далее температурные точки полиморфизма воды будут называться просто точками.

Таблица 1  
 Декрепитометрическая характеристика минералов  
 некоторых рудных месторождений Якутии

Месторождение; минерал	Выделенные максимумы при декрепитации включений*			
	I	II	III	IV
1) Au — Bi — Te — W рудопроявления: Кварц			145±20 6±5 5	222±13 7±3 18
Сульфиды (арсенопирит, пирротин, галенит)		90±7 38±19 8	144±17 27±23 46	232±8 8±3 20
2) Au месторождения малосульфид- ной золото кварцевой формации: Кварц		90±10 21±8 11	175±10 11±4 19	230±15 8,5±3 27
Сульфиды (арсенопирит, галенит, пирит, сфалерит)	50±11 42±14 10	85±10 114±40 20	170±11 41±14 29	227±11 27±8 31
Золото		95±10 5±2 11	169±12 22±14 29	224±7 11±4 26
3) Ag — Pb — Zn жильные месторождения и рудопроявления: Кварц			165±17 12±7 21	229±9 10±6 20
Сульфиды (галенит, сфалерит)		87±7 25±12 9,5	161±11 18±9 36	219±13 11±4 21
4) Au — Sb, Sb рудопроявления Золото			162±8 11±7 25	
Антимонит			172±12 17±8 59	224±7 11±4 22

Примечание. \*Для каждого максимума первая цифра означает температуру, вторая — приращение давления в относительных единицах, третья — частоту встречаемости максимума декрепитаций относительно других групп максимумов (в %).

кая обработка результатов вакуумной декрепитации 9710 минералов 16 гидротермальных рудопроявлений и месторождений подтвердила выделенные ранее совпадения максимумов декрептоактивности минералов с точками полиморфизма воды. Некоторые примеры приведены в табл. 1. Общее количество максимумов, явно отклоняющихся от точек, составило 8%, эти максимумы падают на долю низкотемпературных включений в кварце.

Наблюдения за изменением вещественного состава гидротермальных проявлений показали, что максимальные отклонения декрептоактивности жильных и рудных минералов от точек отмечаются в

	Выделенные максимумы при декрепитации включений*					Количество определений
	V	VI	VII	VIII	IX	
	279610 18±7 22	324±20 9±9 16	445±16 4±3 4	576±19** 5±3 20	628±15** 9±5 15	1114
	271±10 6±3 10	321±25* 9±9 16				246
	274±17 11±5 32	340±18 2±1 8	410±12 2±1 3		600±11	3282
	261±11 64±20 5	335±20 85±3 5				502
	270±11 10±3 20	342±11 4±4 14				285
	272±16 9±6 30	339±18 7±4 8	432±20 5±3 5	580±10 16		1596
	259±12 10±5 19	342±14 8±7 14,5				214
	250±12 8±6 27	325±15 5±5 35	435±19 11±6 13			12
			330±18 7±3 19			

репитаций относительно других групп максимумов (в %). \*\*Для кварца VIII—IX максимумы декрепитации включений выделены только в каждой десятой пробе.

телах, максимально насыщенных рудными минералами, а минимальные — на участках безрудных жил, где отклонения соизмеримы с ошибкой метода вакуумной декрепитации<sup>1</sup>. Другими словами, наилучшее совпадение ступеней образования кварца с точками полиморфизма воды характерно для наиболее чистых гидротермальных растворов. По мере повышения концентрации металлов в растворе

<sup>1</sup>Погрешность определения максимума температуры декрепитации до 100° С составляла ±7°, от 110 до 500° С — ±5°, свыше 500° С — ±10°. Контроль анализов осуществлялся при помощи рабочего эталона кварца с известными его декрептофоническими свойствами, подтвержденными гомогенизацией включений.

смещение максимума декрептоактивности жильных и рудных минералов относительно точек может быть значительным, но не выше 10—12% от абсолютного температурного значения точек. Например, для точки 165° С величина стандартного отклонения не превышает  $\pm 17^\circ$  в рудных телах, а в безрудных жилах —  $+5^\circ$ .

Соответствие статистических максимумов декрепитации минералов гидротермальных месторождений точкам полиморфизма воды подтверждает фундаментальные свойства основного растворителя природных гидротермальных систем, определяющего направленность минералообразования. Это и было положено в основу термобарогеохимического прогнозирования глубины распространения рудной минерализации, а также определения места концентрации рудного вещества [2] при поисках и разведке золоторудных и золото-редкометальных месторождений. При этом мы рассматриваем гидротермальную систему, как саморазвивающуюся. Под этим условно понимается вся совокупность процесса минералообразования, связанная с конкретным этапом его проявления, обеспеченным исходными параметрами раствора Р, Т и С. Выпадение минералов из раствора в конкретно рассматриваемой геологоструктурной обстановке подчиняется свойствам основного растворителя гидротермальной системы — воды. Рассмотрим это на двух примерах.

Первый пример — месторождение малосульфидной золото кварцевой формации по Н.В. Петровской [7], локализованное в своде антиклинальной складки среди алевролитовой толщи нижней перми. Рудные тела представлены секущими крутопадающими минерализованными зонами дробления, кварцевыми жилами. В результате исследований Г.Н. Гамянина, Н.В. Белозерцевой, М.К. Силичева, А.А. Скобелева и др. расшифрована сложная структура и выявлена история формирования месторождения, связанная с многоэтапностью и многостадийностью процессов минералообразования. Месторождение вскрыто на глубину до 1500 м, где устанавливаются признаки приближающегося фронта развития минерализации, типичной для контактовых роговиков.

Жильные минералы представлены преимущественно кварцем с незначительным количеством карбоната. Рудные (до 5—7%) минералы неравномерно рассеяны в кварце и в брекчиях зон и жил и представлены несколькими разновидностями пирита, арсениопирита, а также сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами, золотом, реже шеелитом, антимонитом. Золото встречается исключительно в тесной ассоциации с ранними и поздними сульфидами. М.К. Силичевым и Н.В. Белозерцевой установлена прямая стадийная и обратная межстадийная минералогическая и термобарометрическая зональность месторождения в целом. По главной рудной зоне этими исследователями по результатам погоризонтного термовакuumного прогрева жильных и рудных минералов [8] установлен градиент увеличения температуры минералообразования с глубиной равный  $17^\circ$  на 100 м. Оказалось, что эту же информацию по вакуумному прогреву минералов можно привлечь для определения термоградиента другим независимым методом расчета. Для этого

Таблица 2

Пример расчета эродированной (а) и глубокозалегающей (в) частей рудного тела по характеристике средней части (б)

Абсолютная отметка сечения, м	Точки полиморфизма воды, зафиксированные в сечениях, °С						Суммарная реализация максимумов, %
	112	165	225	270	340	430	
а. Прогноз эродированной части рудного тела: возможная минимальная реализация минералообразования в точках полиморфизма воды выше разведочного сечения (%)							
	100						100
	100	100					200
	91	91	55				237
б. Реализация температурных максимумов при декрепитации рудных минералов вблизи точек полиморфизма воды на 600-метровом участке рудного тела (%)							
1300	9	9	45	10	27	—	100
1100	—	23,8	23,8	33	19	—	100
900	21	26	6	42	5	—	100
800	—	—	8	25	67	—	100
700	—	—	6	7	79	8	100
в. Прогноз на глубину: возможная минимальная реализация минералообразования в точках полиморфизма воды ниже разведанного горизонта (%)							
			94	93	21	92	300
				100	100	100	300
					100	100	200
						100	100

в каждом горизонтальном сечении рудного тела необходимо разграничить результаты прогрева жильных и рудных минералов по принципу отнесения каждого максимума декрепитации к близлежащей точке структурных превращений воды и статистически вычислить процент каждого максимума, принадлежащего той или иной точке. Например, на горизонте 1300 м по результатам прогрева жильных и рудных минералов главной рудной зоны отмечены максимумы декрепитации вблизи точек: 112°(9%), 165°(9%), 225°(45%), 270°(10%), 340° С(27%) (в скобках приведена доля максимумов декрепитации вблизи указанных точек). В табл. 2(б) приведены результаты термовакuumного прогрева минералов по пяти разведочным сечениям. Сверху вниз от сечения к сечению главной рудной зоны отмечается закономерное смещение максимумов декрепитации к более высокотемпературным точкам. Причем, верхний температурный максимум принадлежит точке 225° (45% всех максимумов декрепитации), а нижний — 340°С(79%). Следовательно общий температурный перепад по максимумам декрепитации на 600 м, отнесенный к разности температур 340 и 225° составит 115°, т.е. градиент равен 19° С на 100 м вниз по падению рудной зоны. Эта величина сопоставима с данными погоризонтного статистического анализа результатов прогрева жильных и рудных минералов, которые были приведены выше.

Из табл. 2 следует, что процесс минералообразования на каждом сечении не реализуется только в одной точке полиморфизма воды, а как бы "скользит" от высоких (снизу вверх) к низким

значениям температурных точек, не давая 100% максимума ни в одной из них. Можно предположить, что на более низких гипсометрических уровнях максимум минералообразования должен последовательно смещаться к точке 430° С. Но в последней, как мы уже отмечали, процесс сульфидного минералообразования полностью реализоваться не может в силу частичного разложения сульфидов. Следовательно, максимальный предел 100% реализации рудообразования должен соответствовать точке 340°С, выше которой должно происходить закономерное снижение интенсивности сульфидного и золотого рудоотложения с полным его исчезновением вблизи точки 430°С или несколько ниже нее.

Рассмотрим теперь возможность глубинного прогноза оруденения, используя данные табл. 2. Для этого от горизонта 1300 м к горизонту 700 м условно примем полную реализацию минералообразования в точках полиморфизма воды 112, 165, 225, 270, 340°С. Легко заметить, что при таком допущении на пяти сечениях 600 м участка зоны реализуется 500% максимумов декрепитации рудных минералов. Поскольку выше горизонта 1300 м процесс гидротермального рудоотложения должен (на основе рассчитанного термоградиента) идти с понижением температуры, следовательно прохдя через нереализованную 55%-ную возможность (45% реализации минералообразования учтено уже в сечении 1300 м) в точке 225°, 91% в точках 165 и 112°, достраиваем матрицу 100% реализации минералообразования в точках 165 и 112° и, наконец, в точке 112° С; см. табл. 2 (а). Суммируя величины процентов возможной реализации максимумов минералообразования от точки 225 к точке 112°, получим величину 537%. Так как на известном 600-метровом участке рудной зоны ниже горизонта 1300 м по данным вакуумной декрепитации произошла 500% реализация минералообразования, то, составив пропорцию:

500% — 600 м (между горизонтами 1300—700 м)

573% — X м (выше горизонта 1300 м),

получим протяженность оруденения 688 м выше горизонта 1300 м. Она будет минимальной, поскольку мы не знаем, закончится ли процесс минералообразования в точке 112° С или дойдет до более низкотемпературной точки полиморфизма воды.

Прогноз на глубину производится аналогичным образом: достраиваем матрицу ниже горизонта 700 м до полной реализации максимумов минералообразования от точки 225° к точке 430° С. Получим сумму процентов максимумов, равную 900 на неизвестном интервале зоны X<sub>1</sub>. Составим пропорцию, получим минимальную (1080 м) величину прогноза оруденения ниже горизонта 700 м. Поскольку разложение сульфидов в точке 430° происходит только частично, минералообразование может проникнуть глубже и выше последней точки (выше по температуре).

Полученные значения эродированной части рудного тела подтверждаются разведочными данными по дневной поверхности, а глубинный прогноз — результатами бурения.

### Золото-висмут-теллур-вольфрамовое рудопроявление

1 — поля развития адевролитов, песчаников ниже—верхнепермского возраста; 2 — граниты; 3 — гранодиориты; 4 — разрывные нарушения; 5 — кварцевые жилы с золото-редкометальной минерализацией; 6—8 — поля развития гидротермальных проявлений с преимущественным преобладанием максимумов декрепитации кварца вблизи точек полиморфизма воды: 6 — 165°, 7 — 225, 270, 340°, 8 — 430°С

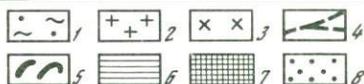
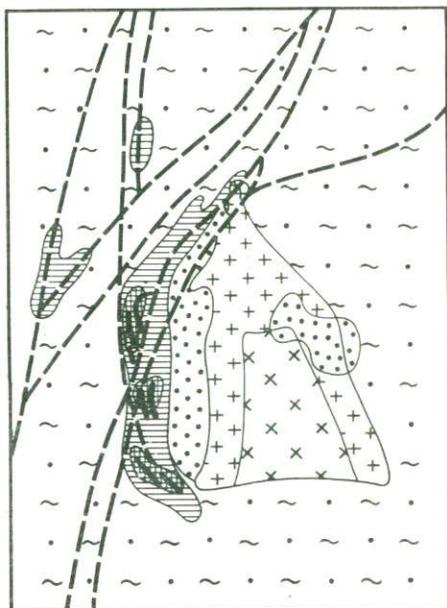
Поля 6 и 8 бракуются на золото-редкометальное орудование

Степень эродированности и глубинную перспективу зоны можно рассчитывать и по меньшему количеству сечений с данными вуккумной декрепитации. Ошибка будет невелика.

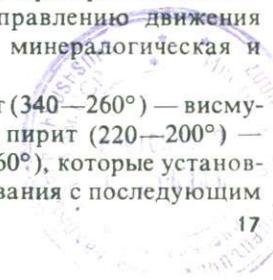
Приведенный способ расчета позволяет уточнить значение термоградиента. Убедимся в этом, вычислив термоградиент с использованием точек полиморфизма воды выше горизонта 1300 м (разница температур 225 и 112° на интервал 688 м) и ниже горизонта 700 м (разница температур 430 и 225° на интервал 1080 м). Получим соответственно значения термоградиентов 16,4 и 18,9°. С учетом термоградиента между горизонтом 1300 и 700 м, равным 19°, убеждаемся в последовательном его наращивании от верхних гипсометрических уровней к нижним.

Второй пример — золото-висмут-теллур-вольфрамовое рудопроявление, расположенное в западном экзоконтакте дифференцированного штока гранодиоритов ниже-верхнемелового возраста. Рудовмещающими породами являются биотитовые контактовые роговики, образованные по алевролитам, глинистым сланцам и песчаникам нижней — верхней перми (рисунок). Рудные тела представлены серией сближенных и пологосекущих (иногда пластовых) кварцевых жил, сложенных кварцем с незначительной долей карбоната, хлорита, серицита. Рудные минералы (1—7% жильной массы) характеризуются набором (в порядке убывания): вольфрамит, шеелит, висмутин, тетрадимит, золото, самородный висмут. На флангах рудопроявления отмечается пирит-арсенопиритовая, пирротиновая, галенит-сфалерит-халькопиритовая минерализация. Таким образом, по направлению движения и разгрузки растворов ярко выражены прямая минералогическая и термобарометрическая зональность:

молибденит (430—230°) — вольфрамит, шеелит (340—260°) — висмутин, тетрадимит, золото (240—200°), арсенопирит, пирит (220—200°) — пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит (200—160°), которые установлены по результатам минералогического картирования с последующим



4410



термовакuumным анализом монофракций рудных минералов. Приняв во внимание, что золото-висмут-теллур-вольфрамовое рудоотложение включает точки 340, 270 и 225° С, на карте площадного опробования и последующего прогрева кварца условными обозначениями (см. рис.) выделим максимумы декрепитации, ближе всего лежащие к этим точкам. Оконтуренные поля преимущественного развития максимумов декрепитации вблизи точек 340, 270 и 225° хорошо совпадают с участками концентрации пластовых и пологосекущих кварцевых жил с золото-висмут-теллур-вольфрамовой минерализацией. Смещение максимумов декрепитации в область температурной точки 430° С позволяет выделить участки убогой подрудной молибденовой, а смещение в область 165° — непродуктивной в отношении золота и вольфрама надрудной минерализации. Такой подход к разбраковке площадей с использованием комплекса других методов дает возможность сконцентрировать поисковые работы на самых перспективных площадях.

Приведенные выше примеры использования полиморфизма воды на разных стадиях ведения геологоразведочных работ далеко не исчерпывают возможности применения фундаментальных свойств основного растворителя природных гидротермальных систем. Наличие групп включений, близко соответствующих температурным точкам полиморфизма воды, устанавливается при вакуумной декрепитации самородного золота [1], что дает возможность наметить пути решения некоторых генетических сторон рудообразования золота и позволяет строить объемные термобарогеохимические модели конкретных месторождений.

Результаты термобарогеохимических исследований значительного количества гидротермальных месторождений Якутии доказывают, что в природных саморазвивающихся системах гидротермальный процесс минералообразования происходит непрерывно-прерывисто в точках полиморфизма воды. Это обуславливает проявление не только минералого-геохимической, но и температурной зональности отложения по фронту проникающего и остывающего гидротермального раствора.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кокин А.В. Термобарометрия самородного золота и его минералов-спутников из месторождений Юго-Восточной Якутии. — Геология и геофизика, 1981, N 5, с. 74—79.
2. Кокин А.В. Соответствие ступеней минералообразования температурным точкам полиморфизма воды и кварца в гидротермальных месторождениях Якутии. — Докл. АН СССР, 1982, т. 262, N 1, с. 198—201.
3. Кокин А.В. Определение места концентрации рудного вещества при комплексном подходе к оценке надинтрузивных геохимических аномалий. — В кн.: Методы разбраковки и оценки перспективности геохимических аномалий и аномальных площадей. Магадан, 1982, с. 87—89.
4. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Полиморфизм воды и его роль в гидротермальном рудообразовании. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва 1977, вып. 106, N 2, стр. 179—192.
5. Овчинников Л.Н., Масалович А.М. Полиморфизм воды — главный фактор

рудотложения. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979, стр. 66—76.

6. Овчинников Л. Н., Масалович А. М. Экспериментальное исследование гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1981. 193 с.

7. Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 345 с.

8. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Температурные условия формирования многостадийного золоторудного месторождения. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, N 3, с. 705—707.

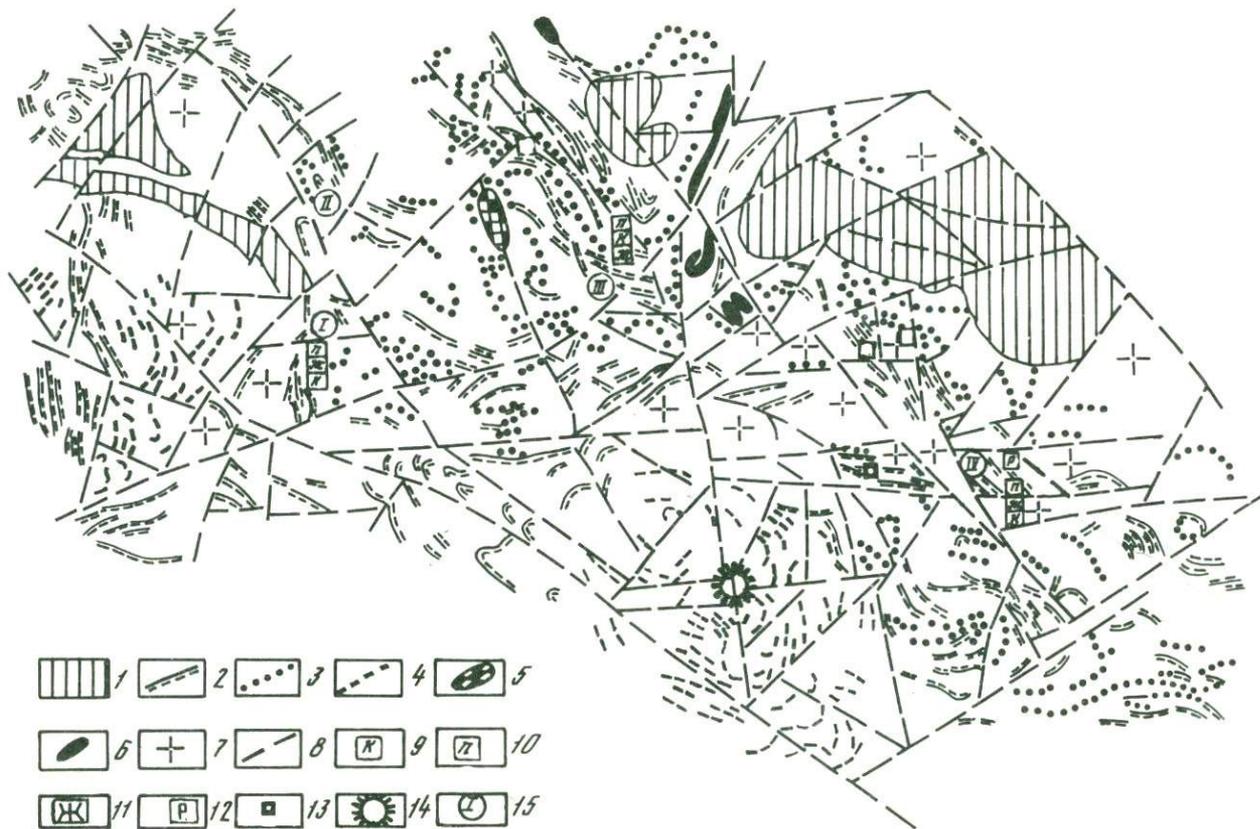
УДК 551.71+551.21.034+550.84:543+553.067

*В. В. Куликова, В. С. Куликов*

### **ОСОБЕННОСТИ РУДНОЙ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ВУЛКАНО-СТРУКТУРАХ АРХЕЯ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ БАЛТИЙСКОГО ШИТА**

В последние годы в пределах юго-восточной части Балтийского щита выполнены значительные работы, которые в условиях весьма слабой обнаженности позволили уточнить, а на ряде участков и получить новые геологические данные по строению и структурным особенностям территории; одновременно проводились детальные работы на наиболее обнаженных площадях региона.

Анализ геологических и геофизических данных, а также геоморфологические построения и обобщающие исследования [3, 4, 5, 11, 12, 16] свидетельствуют, что геологическая история юго-восточной окраины Балтийского щита во многом связана с развитием архейских гранито-гнейсовых массивов, в частности, со становлением раннеархейского (?) Водлозерского блока, вокруг которого в настоящее время выделены позднеархейские Южно-Выгозерский, Сумозерско-Кенозерский, Маткалахтинский и Водлозерско-Сегозерский зеленокаменные пояса (ЗП) [1]. К югу от Онежского озера под фанерозойскими образованиями выявлены крупные зоны магнитных аномалий субширотного простирания [3, 4], которые, по-видимому, также отвечают зеленокаменным поясам, опоясывающим Водлозерский блок с юга. Пояса представляют собой гетерогенные структуры, состоящие из ряда отдельных синформных структур II порядка. По своему строению эти структуры значительно отличаются друг от друга, что, вероятно, связано с тектоническими особенностями поясов. Во всех случаях структуры контролируются ортогональной и диагональной системами разломов. Расстояние между центрами пересечения основных систем составляет 25—35 км, причем в радиусе 5—7 км от предполагаемых центров наблюдаются, как правило, выходы гранитоидов, а далее — вулканогенно-осадочных комплексов. Диаметр таких структур не превышает 35 км, а их центры располагаются на системах глубинных разломов северо-западного направления — СЗ 305°. Тектоническая позиция зеленокаменных поясов остается достаточно дискуссионной, так как нет однозначного ответа на вопрос о характере первоначальных структур, нет фактического материала о подстилающих и перекрывающих породах. Но тем не менее, исходя из предположения, что эти структуры заклады-



вались в тектонически подвижных зонах (в том числе и на реликтах океанической коры), можно воспользоваться принципом гипсометрического размещения современных вулканов на поверхности Земли. Наиболее благоприятными для развития вулканизма являются гипсометрически экзотичные уровни планеты — шовные и граничные зоны между стабильными плитами [7, 8], т.е. активный вулканизм сопряжен с зонами изостатической неравновесности. Вероятно поэтому пересечение вышеуказанных систем и дает определенные критические зоны, не теряющие своей активности в течение длительного времени.

На основании имеющегося фактического материала можно предполагать, по крайней мере, два этапа развития и становления континентальной раннедокембрийской коры на юго-восточной окраине Балтийского щита. В первый этап сформировались вулканы, характерные для коры океанического типа (коматиит-базальтовая формация), а во второй сформировался комплекс, характерный для коры, переходной от океанической к континентальной стадии (базальт-андезит-дацит-риолитовая формация) [1]. Коматиит-базальтовая формация возникла, вероятно, на коре океанического типа, которая к верхнему архею имела на Балтийском щите локальное развитие. Примитивные, бедные щелочами и особенно калием толеитовые базальты и коматииты слагали вулканы щитового или трещинного типа, расположенные в зонах мантийных разломов. Реликты одного из таких щитовых вулканов намечаются к юго-востоку от оз. Выгозера. На площади около 1000 км<sup>2</sup> наблюдается толща вулканитов, в нижней части которой преобладают массивные и миндалекаменные метабазальты, а в верхней — подушечные лавы основного состава. Иногда в основании подушечных лав появляются маломощные прослои туффитов и осадков. В качестве подводящих каналов следует, вероятно, рассматривать некоторые из многочисленных массивов габброидов, развитых в районе. Реликты подобного же палеовулкана, возможно, наблюдаются в районе Каменозерской структуры.

Метавулканы комплекса переходной стадии имеют локальное развитие. С определенной достоверностью определяются реликты стратовулкана в районе дер. Лексы, вероятно, наиболее крупного и лучше всего сохранившегося (рис. 1). Предполагается, что он развивался и в период преобразования океанической коры в континентальную (палеоостроводужная стадия?). На современном эрозионном уровне в центральной части предполагаемого вулканического центра



Рис. 1. Геолого-геофизическая схема района предполагаемого Лексинского вулканического центра

1 — нерасчлененные осадочно-вулканогенные образования нижнего протерозоя; 2—4 — оси магнитных аномалий в архейских образованиях: 2 — положительных аномалий, соответствующих гравитационному максимуму (супракrustальные породы), 3 — отрицательных аномалий, 4 — положительных аномалий, соответствующих гравитационному минимуму; 5—7 — интрузивные образования архея; 5 — расслоенные (?) перидотит-пироксенит-габбро-норитовые интрузии, 6 — массивы ультрамафитов, 7 — плагио-, плагиомикроклиновые и лейкограниты; 8 — разломы. 9—13 — рудопоявления: 9 — колчеданные, 10 — полиметаллические, 11 — железорудные, 12 — редкометалльные, 13 — медные из зоны окисления; 14 — предполагаемый Лексинский вулканический центр; 15 — архейские структуры: I — Рыбозерская, II — Шилосская, III — Каменозерская, IV — Сенегозерская

по геофизическим данным выделяются слабоположительные магнитные поля, соответствующие, по нашим представлениям, породам гранодиоритового состава. Периферия представлена реликтами вулканогенных толщ, прорванных гранитоидами разного состава. Еще дальше от центра в разрезе вулканогенно-осадочных пород появляются прослойки железистых кварцитов и углеродсодержащих сланцев, а также кислых туфов (район Сенегозера, Лексы, Золотых Порогов, Савинского, Рыбозера). Наиболее сохранился разрез верхней толщи в Каменноозерской структуре, где наблюдается не менее 500 м переслаивающихся кислых туфов и, возможно, вулканитов (рис. 2). На остальных участках сохранились незначительные реликты кислых метавулканитов.

Анализ материала основывался на представлении о двух направлениях геологического развития. В первом случае идет затухание магматизма и наращивание мощности земной коры, а во втором — раскол фундамента стабильных отложений, возобновление вулканизма и возможно утончение коры [14, 15]. На основании имеющегося фактического материала следует предположить, что в позднем архее (лопии) на юго-восточной окраине щита преобладали тенденции первого направления. Лопийским ЗП присущи черты развития как в общегеологическом, так и в металлогеническом плане, характерные для эвгеосинклиналией, развивающихся на океанической коре [6, 15]. На ранней стадии образовались месторождения и рудопроявления, связанные с основными и ультраосновными магмами: хрома, железистых кварцитов, в меньшей степени — никеля и колчеданов.

Рудопроявления никеля ассоциируют с ультраосновными метавулканитами (Золотые Пороги, Савинский, Рыбозеро), в которых наблюдаются небольшие рудопроявления медно-никелевых руд ликвидационного (?) генезиса. Как правило, рассеянная вкрапленность сульфидов никеля приурочена к подошвенной части ультраосновных потоков. При процессах лиственитизации на более поздних этапах преобразования пород ультрамафиты превращены в кварц-хлорит-тремолит-карбонатные породы и фукситом и небольшим (в пределах кларков) содержанием рудных минералов.

Рудопроявления хрома имеют локальное развитие и генетически связаны с ультраосновными породами, представленными пластовыми телами дунитов и гарцбургитов. Хромит и магнетит выполняют интерстиции зерен оливина, псевдоморфно замещенных серпентином. Среднее содержание оксида хрома в Рыбозерском массиве [11] — составляет 0,63%; там же выявлен горизонт хромитовых руд (32%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) мощностью 2 м. Высокие содержания хрома отмечаются для плутонической фации дунит-гарцбургитов Светлоозерского массива (0,65—2,10%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ), прорванных серией даек кислого состава. Содержание никеля кларковые и несколько превышающие кларк. В то же время вмещающие metabазальты и их туфы, особенно шаровые лавы Сенегозера, содержат окиси хрома — 0,07—0,1%, а окиси никеля — 0,032—0,046%.

Рудопроявления железистых кварцитов выявлены бурением в Сенегозерской, Каменноозерской и Рыбозерской структурах. В Сенег-

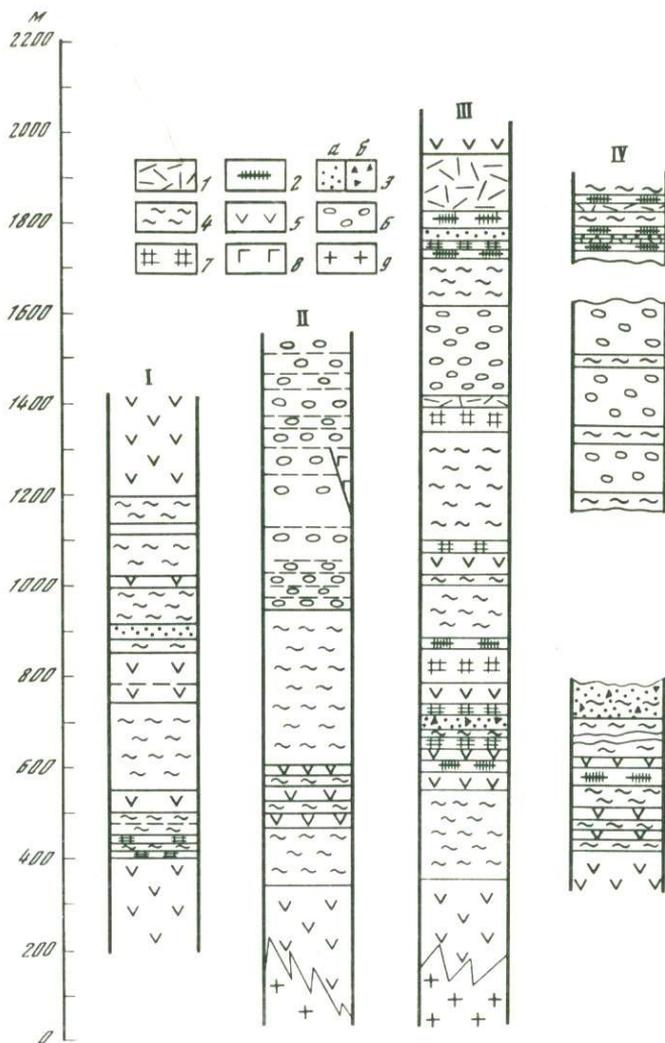


Рис. 2. Сводные разрезы лопийских образований юго-восточной части Балтийского щита

I—IV — структуры: I — Рыбозерская, II — Шилосская, III — Каменноозерская, IV — Сенегозерская  
 1 — кварц-серпичитовые сланцы по кислым вулканитам и их туфам; 2 — углеродсодержащие сланцы;  
 3 — кварциты: а — с примесью колчеданов, б — магнетитсодержащие; 4 — зеленые сланцы по метавулканитам и их туфам; 5 — массивные метабаазальты; 6 — подушечные метабаазальты; 7 — перидотитовые коматиты; 8 — габбро; 9 — гранитоиды

озерской структуре железистые кварциты образуют маломощные прослои среди гранат-хлоритовых сланцев по основным породам, преобразованным в условиях эпидот-амфиболитовой фации. Породы представлены магнетит-грюнеритовыми железистыми кварцитами с содержанием магнетита до 30-59%, марганца — до 1%. Повышенное содержание марганца отмечено и во вмещающих породах, вулканитах нижней пачки — 0,1—0,68%, в шаровых лавах и переслаивающихся с

Средние содержания элементов по данным спектрального анализа в основных и кислых породах зеленокаменных поясов, г/т

Элемент	1(42)*	2(16)	3(7)	4(70)	5(17)
Ba	1209,5	87,2	105,7	199,4	75,8
Be	1,2	1,2	0,4	0,9	1,1
Ti	6652,4	2897,3	1005,7	2645,8	9623,5
Cr	235,3	531,5	314,3	140,4	694,1
Pb	—	—	4,4	—	—
Mn	1422,9	1754,5	9542,9	658,3	2582,7
Sn	—	—	—	—	—
Cu	133,8	111,5	268,1	77,2	182,8
Y	18,4	9,7	4	12,4	16,6
Zn	92	99,8	372,9	85,1	146,9
Ni	157,2	148,8	90,6	118,3	333,5
Zr	74,9	58,3	27,3	130,7	39,7
Co	48,8	23,6	31,9	25,3	93,3
Sr	172,2	86,5	40	143,2	48,8
V	244,3	112,9	47,1	194,5	521,2
Sc	21,2	8,7	—	10,4	34,6

\*Здесь и далее в таблице в скобках дано количество анализов.

1,2 — миндалекаменные метабазалты: 1 — Выгозеро, 2 — Сенегозеро; 3 — вторичные кварциты Сенегозера; 4,5 — шаровые лавы метабазалтов: 4 — Выгозеро, 5 — Сенегозеро;

ними туфах — 0,15—0,46%, в вулканитах верхней вулканогенно-осадочной пачки — 0,1—0,22%, в осадках — 0,32—1%. Показательным является изменение состава граната от альмандин-спессартина в метавулканитах до спессартина в осадках.

С железистыми кварцитами пространственно и генетически связаны концентрации германия, присутствие которого, по мнению ряда авторов, свидетельствует о вулканогенно-осадочном образовании изучаемых пород в условиях глубоководного бассейна, при этом предполагается интенсивный подводный вулканизм с обильным накоплением лав и туфов и подчиненным количеством осадочного материала и руд [2, 13—15].

Медноколчеданные рудопоявления пространственно тяготеют преимущественно к верхним частям разреза метабазалтов, хотя отдельные пачки встречаются и в основании разреза. Породы также изменены в условиях эпидот-амфиболитовой фации. В углеродсодержащих сланцах и метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах развиты вкрапленные и прожилково-вкрапленные колчеданные руды, представленные пиритом и пирротинном, второстепенные минералы — халькопирит, магнетит, гематит, гидроокислы железа, сфалерит. Вероятно, на заключительном этапе формировались массивные, брекчиевые и брекчиевидные руды, когда происходило переотложение пирита и пирротина и образовались халькопирит, сфалерит, магнетит, арсенопирит, ильменит, магнетит. Общий характер изменения содержания рудогенных элементов по разрезу приводится в таблице.

Из таблицы следует, что характер их накопления и переотложения определялся многими факторами, поэтому нет определенных законо-

	6(10)	7(31)	8(9)	9(17)	10(25)	11(66)
	373	103,2	129,6	414,1	409,1	731,8
	1,9	0,7	0,9	1,4	0,9	2,7
	5970	6629,7	1590	4016,5	2371,4	3261,2
	367,9	364,5	79,9	143,3	82,4	189,7
	7,7	—	—	—	—	25,6
	2498	1374	2249,2	524,6	646,6	595,4
	—	—	—	—	—	3,1
	125,8	75,3	35,0	49,5	100,9	26,5
	10,4	15,7	4,9	16,5	11,9	11,8
	406,8	107,7	99,7	—	57,2	46,2
	164,6	188,1	96,5	29,7	72,7	18,4
	65,4	46,8	61	158,9	74,1	146,9
	111,6	65,7	34,7	14,4	20,9	11,9
	115	89,5	90	223,5	314,3	53,8
	192	253,9	41,6	128,7	64,5	118,8
	19,1	29,2	3,1	—	9,5	—

6 — туфы Сенегозера; 7 — габброиды Выгозера; 8—10 — кислые вулканиты: 8 — туфы Сенегозера, 9 — субвулканические жилы Выгозера, 10 — субвулканические жилы Вождозера; 11 — "средний" гранит Каменноозерской структуры.

мерностей в распределении элементов как в вулканогенно-осадочных, так и в интрузивных породах. Возможно, что на геохимические особенности пород определенное влияние оказывает метаморфизм; это подтверждается данными корреляционного анализа (см. рис. 2): вверх по разрезу повышается роль литофильных элементов вплоть до выделения их в отдельную группу, характеризующуюся слабыми корреляционными связями с группой халькофильных элементов.

Появление литофильных элементов и их взаимосвязь с образовавшимися ранее породами, вероятно, определены следующими этапами развития ЗП. Вопросы гранитообразования в процессе становления протоконтинентальной коры остаются в регионе не разработанными. Среди гранитоидов наблюдается широкий спектр пород от диоритов до лейкогранитов. В центральной части предполагаемой Лексинской вулканоструктуры среди гранитоидов сохранились реликты рассланцованных гидротермально-измененных миндалекаменных метавулканитов, содержащих рудные: магнетит, гематит, халькопирит, борнит, халькозин. Содержание окиси меди составляет 0,005—0,4%.

Поскольку выходы метавулканитов приурочены к зонам повышенной электропроводности, прослеживающимся внутри эффузивов на юго-восток на расстояние до 1 км, а также на запад и северо-запад в поля гранитоидов, это дает повод предположить связь гидротермального изменения пород с поствулканическими процессами, возможно, обусловленными формированием среднекислых пород.

По данным многочисленных исследователей [13], минеральные ассоциации, подобные вышеописанным, характерны для зон окисления (мощностью 100—200 м, редко 300—500 м) медно-порфировых

месторождений. Зона выщелачивания обычно расположена в верхней части разреза, но описываются случаи замещения ее зоной окисления по латерали или расположения этой зоны ниже последней. Зона вторичного обогащения (цементации) мощностью до 300 м залегает под зоной окисления. Глубина формирования медно-порфировых месторождений изменяется до 2—3 км.

Наличие на участке узкого плосковытянутого (мощностью не более 15 м) ореола медных минералов (азурита, малахита) свидетельствует о фронтальном продвижении растворов по зонам расланцевания с оруденением, возможно, промышленной концентрации. Наличие подобных узких ореолов, по данным Л.Н. Овчинникова [9], говорит о возрастающей глубинности поисков зон цементации.

Исследуемая территория в значительной степени осложнена тектоникой. Исходя из известных закономерностей о зональном распределении рудных компонентов в вулканоструктурах [10] от медных (?) — в центральной части (среднее течение р. Стороницы), колчеданных и марганцево-железистых на периферии к более поздним наложенным полиметаллическим (Сенегозеро, Золотые Пороги, Савинский, Рыбозеро), нельзя исключать появление зоны окисления в связи с гидротермальной проработкой медноколчеданных рудопроявлений, связанных с основным магматизмом.

По данным М.Б. Бородаевской и др., аналогичная картина наблюдается при преобразовании колчеданных залежей, которое происходит на фоне эволюции магматизма; при этом завершающий этап конвергенции руд связывается с внедрением предороженных порфировых гранитоидов на фоне утолщающейся сиалической коры.

К периферийным частям вулканоструктур также приурочены и архейские пегматиты мусковит-редкометалльной формации, возможно, связанные с субщелочными лейкогранитами.

Таким образом, рудоносные формации, известные в районе, в совокупности обнаруживают латеральную и вертикальную зональности в расположении металлов. От центра к периферии вулканоструктур наблюдаются изменения в распределении металлов, причем происходит наложение более поздней минерализации, связанной с внедрением гранитоидов разного состава, на рудопроявления железистых кварцитов, медных колчеданов, в меньшей мере — на минерализацию никеля и хрома. На современном эрозионном срезе от центра к периферии вулканоструктуры наблюдаются: рудопроявления меди (наиболее молодые относительно остальных металлов), статиформные залежи небольшой мощности медных колчеданов, стратиформные залежи железистых кварцитов с германием, стратиформные залежи медных колчеданов с полиметаллической (медно-цинковой) специализацией. Выделение реликтов вулканоструктур в архейских зеленокаменных поясах с учетом закономерностей вулканогенного рудообразования [10] позволяет подойти к комплексной оценке слабоизученных районов докембрия.

1. Вулканизм архейских зеленокаменных поясов Восточной Карелии. Л.: Наука, 1981. 154 с.
2. Григорьев В.М. Закономерности распределения германия в железорудных месторождениях. М.: Недра, 1971. с. 152.
3. Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки европейской части СССР.: Коми фил. АН СССР Сер. препр. Науч. докл., 1976, вып. 25, с. 20—21.
4. Зандер В.Н. Геологическое строение и перспективы рудоносности фундамента склонов Балтийского щита. Л.: Недра, 1972. 151 с.
5. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 232 с.
6. Маракушев А.А., Фролова Т.И., Яковлева Е.Б., Емельяненко П.Ф. Магматизм и земная кора. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1977, N 1, с. 3—29.
7. Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 210 с.
8. Масуренков Ю.П. Система вулкан—очаг—структура (геолого-петрологический аспект проблемы). — Вулканогения и сейсмология, 1980, ч. 1, N 4, с. 34—49.
9. Овчинников Л.Н. Геолого-геохимические условия, определяющие глубинность геохимических поисков рудных месторождений. — В кн.: Геохимические методы глубоководящих рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980, с. 12—22.
10. Овчинников Л.Н. Некоторые закономерности вулканогенного рудообразования. — Вулканогения и сейсмология, 1981, N 4, с. 36—47.
11. Слюсарев В.Д., Еин А.С. Гипербазитовая формация Восточной Карелии. — В кн.: Интрузивные базит-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976. с. 58—68.
12. Слюсарев В.Д., Кайряк А.И., Богачев А.И. и др. Новый генетический тип железных руд в Выгозерском зеленокаменном поясе юго-восточной Карелии. — В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 39—51.
13. Смирнов В.И., Гинзбург А.И., Григорьев В.М., Яковлев Г.Ф. Курс рудных месторождений. М.: Недра, 1981. 348 с.
14. Твалчредидзе Г.Л. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М.: Недра, 1966. 366 с.
15. Твалчредидзе Г.Л. Металлогения двух основных типов развития земной коры. — Геология руд. месторождений, 1982, т. 24, N 2, с. 3—13.
16. Тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 288 с.

УДК 558.26:550.84.092.1 (479.24)

*Н.А. Новрузов, С.А. Агаев*

**МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУД  
И ПЕРВИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ  
ФИЛИЗЧАЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАВКАЗ)**

Филизчайское колчеданно-полиметаллическое месторождение является наиболее крупным среди колчеданных месторождений Восточного Кавказа (металлогеническая провинция альпийской терригенной геосинклинали Большого Кавказа). В региональном плане оно входит в состав Белокано-Закатальского рудного района, который в свою очередь занимает западную часть Сарыбашской структурно-формационной зоны.

Рудовмещающие толщи в месторождении делятся на две части — нижнюю, глинистую с пачками песчаного флишоида и верхнюю, песчано-сланцевую. Общая мощность рудовмещающей толщи составляет 800—900 м. Залежь месторождения приурочена к глинистым толщам нерасчлененных терригенных отложений плинсбахтоара.

Характерной особенностью залежи исследуемого месторождения является ее пластообразная морфология с многочисленными раздвухами и пережимами по мощности. Она прослеживается в субширотном направлении (аз. пад  $350-10^\circ$ ) и падает на север-северо-восток под углом  $30-55^\circ$ , согласно общему падению северного крыла Карабчайской антиклинали, в пределах которого залежь ограничивается по восстанию Филизчайским надвигом.

Пластообразная рудная залежь Филизчая является наиболее сложной среди колчеданных месторождений региона в связи с разнообразием текстурно-минералогических типов руд. Последние в составе единой рудной залежи занимают закономерное положение: наиболее распространенные (70% объема залежи) слоисто-полосчатые колчеданно-полиметаллические руды локализуются преимущественно в висячем боку залежи; массивные колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные руды (15%) встречаются совместно со слоисто-полосчатыми преимущественно в глубоких горизонтах северо-восточной части месторождения и образуют довольно протяженные линзообразные участки; пятнисто-брекчиевидные руды (8%) и медно-пирротиновые руды массивного сложения (2%) развиты исключительно на верхних горизонтах восточной части месторождения со стороны подошвы залежи, где как по падению, так и по простиранию сменяются прожилково-вкрапленными рудами.

Минеральный состав перечисленных типов руд по сравнению с другими колчеданными месторождениями Восточного Кавказа сложный. Пирит является господствующим сульфидным минералом. К главным сульфидным минералам относятся сфалерит, галенит, халькопирит и пирротин. Меньшее распространение имеют марказит, арсенопирит, тетраэдрит, теннантит, бурнотит, магнетит. В рудах установлены более 30 редких минералов — в основном сульфосоли свинца, меди, висмута, серебра, теллура и т.д. Нерудные минералы представлены карбонатами, кварцем, хлоритом, серицитом.

Условия локализации Филизчайского, как и других колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых месторождений региона (Жацаг, Катех, Кизил-Дере и др.), являются дискуссионными. Вслед за В.И. Смирновым [2] многие геологи (Г.А. Гвалчрелидзе, Н.К. Курбанов и др.) пришли к выводу о комбинированном способе формирования этих залежей; основной объем залежей составляют экзогенно-осадочные существенно пиритовые руды, на которые накладываются гидротермально-метасоматические и гидротермально-метаморфогенные сульфиды продуктивных пирит-полиметаллической и халькопирит-пирротиновой ассоциаций.

Главными компонентами руд и ореолов являются медь, свинец и цинк, соотношения средневзвешенных содержаний которых по месторождению составляют 1:2,3:6. Количественное изменение содержаний элементов-примесей во многом определяется изменением уровней концентрации основных рудообразующих элементов и их отношений. К элементам-примесям руд относятся: золото, серебро, кобальт, висмут, кадмий, индий, галлий, таллий, германий, селен, теллур, ртуть, сурьма, мышьяк, олово, марганец, никель.

В составе единой залежи месторождения нами [1] условно выделяются три горизонта глубинности: верхние (гипсометрический уровень 1300—1000 м), средние (1000—700 м) и глубокие (ниже 700 м). В пределах глубоких горизонтов более детально изучены горизонты 700—400 м, а для горизонтов 400—200 м приведенные ниже данные носят несколько условный характер из-за недостаточности фактического материала. Установленная вертикальная минералого-геохимическая зональность в месторождении, связанная с закономерным расположением природных типов руд в составе залежи, выражается относительным увеличением количества халькопиритсодержащих и уменьшением галенит-сфалеритовых руд от верхних к глубоким горизонтам. Особенно это четко наблюдается для сфалерита и галенита. Отношение средних содержаний цинка на верхних, средних и глубоких горизонтах составляет: 1,62:1,49:1, а свинца 1,73:1,29:1.

Значения цинк-свинцового отношения на этих горизонтах составляют соответственно 2,33; 2,87 и 2,48. На средних горизонтах, как и на верхних, наблюдается увеличение количества сфалерита. Сравнительно высокие количества галенита свойственны для самых верхних горизонтов (1300—1100 м). Характер изменения концентраций меди на отдельных горизонтах имеет несколько иной характер; от горизонта 1300—1200 м до горизонта 900—800 м оно уменьшается (рис. 1), а далее происходит увеличение ее, и максимальное количество меди устанавливается в верхней части глубоких горизонтов (гипсометрический уровень 700—600 м). Ниже этого горизонта содержание меди несколько убывает.

Вертикальная геохимическая зональность элементов-примесей в общих чертах характеризуется следующими особенностями: содержание золота, серебра, висмута, кадмия, индия, галлия, сурьмы и мышьяка от верхних горизонтов к глубоким закономерно уменьшается, а содержание кобальта — наоборот; наблюдается увеличение содержаний селена, ртути, таллия и, особенно, марганца на средних горизонтах; количество теллура и отчасти германия во всех горизонтах сохраняется почти на одном уровне.

Наибольшие содержания золота, серебра, кадмия, индия, сурьмы и мышьяка приурочены к горизонту 1300—1200 м. На этом же горизонте наблюдается повышенная концентрация таллия (в среднем 16,8 г/т по данным 24 групповых проб). Однако, по данным 2 рядовых проб, на самом глубоком горизонте залежи (абсолютная отметка 300—200 м) содержание таллия составляет 19,5 г/т. Высокое содержание таллия отмечено также на горизонтах 700—600 м (15,9 г/т) и 500—400 м (11 г/т). Следует отметить, что установленные нами для верхних горизонтов рудной залежи месторождения факторы, благоприятствующие накоплению таллия во вмещающих породах (глинистый состав рудовмещающих пород из надрудной толщи и рудного горизонта, пирит-полиметаллический состав и близость контактирующей руды), и закономерное уменьшение концентраций этого элемента в рудах от всячего к лежащему боку залежи правомерны и для глубоких горизонтов.

Высокая концентрация висмута (в среднем 111 г/т) отмечается

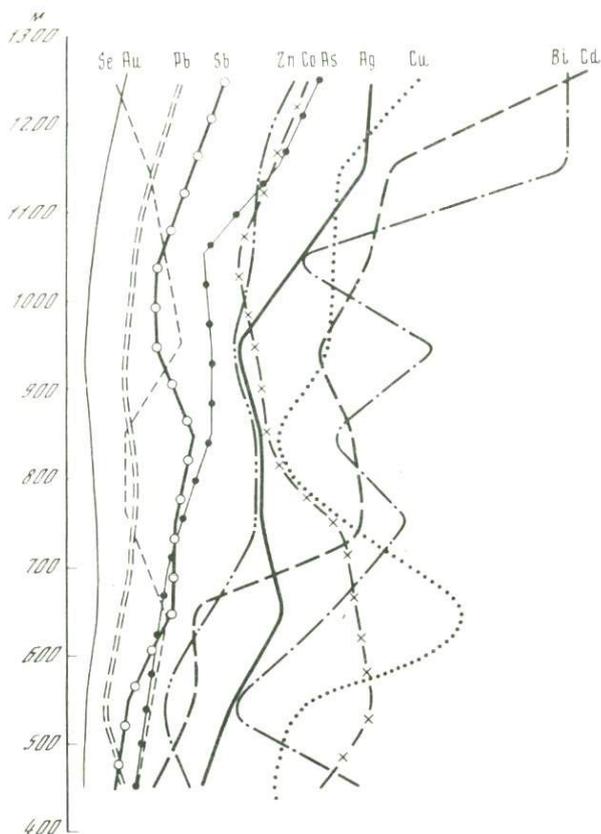


Рис. 1. Изменение содержаний основных и примесных компонентов на различных горизонтах глубинности рудной залежи Фелизчайского месторождения (в усл. ед.)

на горизонтах 1300—1100 м; на фоне общего уменьшения его содержания к глубоким горизонтам происходит некоторое увеличение на отдельных горизонтах, что отчетливо отражается на характере кривых концентраций элемента (см. рис. 1). Селен больше накапливается на горизонтах 1200—900 м (в среднем 9—12,5 г/т) и 700—500 м (9,5—11 г/т), а наименьшее содержание его (в среднем 5,4 г/т) приурочено к самому верхнему горизонту (1300—1200 м). Плавно возрастает количество марганца от горизонта 1300—1200 м (в среднем 0,14%) до горизонтов 900—800 м (0,32%) и 800—700 м (0,35%), а далее также плавно уменьшается: на горизонте 500—400 м по результатам 45 анализов среднее содержание его составляет 0,17%. Для кобальта высокое содержание отмечено на горизонтах 700—600 и 600—500 м, а также 500—400 и 300—200 м, в среднем 320, 342, 282 и 290 г/т соответственно, а наименьшее — на горизонте 1100—1000 м (189 г/т).

Вертикальная геохимическая зональность характерна также для величин индикаторных отношений элементов. Значение Ag:Au отношения в условно выделенных горизонтах меняется в довольно узком

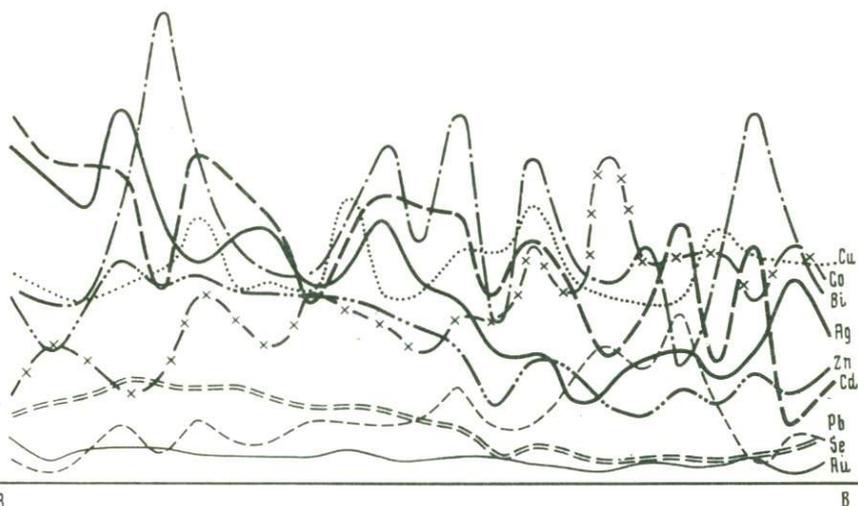


Рис. 2. Изменение содержаний основных и примесных компонентов по простиранию рудной залежи Фелизчайского месторождения (в усл. ед.)

пределе от 67,3 до 76,2, причем наибольшее значение это отношение имеет в глубоких горизонтах. Отношение Zn:Cd закономерно увеличивается от верхних (575) к глубоким (1064) горизонтам. Также изменяется S:Se отношение, величины которого в этом направлении меняются от  $37,5 \cdot 10^3$  до  $41,5 \cdot 10^3$ .

Для количественного выражения зональности вычислен показатель зональности по данным элементов верхней (цинк, свинец) и нижней частей (медь, кобальт) залежи. Установлено, что от горизонта 1300—1200 м до горизонта 1000—900 м (включительно) геохимический показатель закономерно убывает от  $6 \cdot 10^2$  до  $3,9 \cdot 10^2$ . Зональность еще контрастно выражена для горизонтов 900—400 м, где значения коэффициента меняются:  $5,8 \cdot 10^2$ ;  $3,3 \cdot 10^2$ ;  $1,3 \cdot 10^2$ ;  $1 \cdot 10^2$ ;  $2,5 \cdot 10^2$ . Полученные данные отражают закономерное изменение соотношения элементов от верхних к глубоким горизонтам рудной залежи.

В результате изучения характера распределения содержаний компонентов по простиранию залежи установлена зональность, связанная с пространственным расположением природных типов руд. Наблюдается закономерное уменьшение содержаний свинца и цинка с западного фланга на восточный. Области колебания содержаний этих элементов почти полностью совпадают (рис. 2). Медь обнаруживает существенно больший размах концентраций в диапазоне поперечных профилей IX—IX (западный фланг), XIII—XIII и XVIII—XVIII (центральная часть залежи). Установлена приуроченность ее высокой концентрации к глубоким горизонтам северо-восточной части месторождения. Содержание золота, серебра и кадмия по простиранию залежи с запада на восток закономерно уменьшается. Кривые концентраций золота в целом имеют плавный характер, а максимумы серебра и кадмия обладают большей выдержанностью (см. рис. 2).

Распределение содержания кобальта и особенно висмута характеризуется большей неравномерностью. Усреднение имеющихся многочисленных аналитических данных по группам показывает, что концентрация кобальта залежи с западного фланга (в среднем 184 г/т) через ее центральную часть (245 г/т) на восточный фланг (302 г/т) закономерно увеличивается. Висмут в этом же направлении несколько уменьшается: среднее содержание его в названных частях залежи составляет 88,70 и 60 г/т соответственно. Несмотря на уменьшение количества селена на крайнем восточном фланге (см. рис. 2), в целом устанавливается увеличение его с западного фланга на восточный. В этом же направлении происходит уменьшение в 1,5—2,5 раза содержаний сурьмы, мышьяка, индия, таллия, галлия и марганца. Ртуть от западного фланга к центральной части залежи незначительно увеличивается, а на восточном фланге уменьшается почти в 2 раза. В отдельных частях залежи германий присутствует в одинаковом количестве (1,5—1,6 г/т). Теллур на восточном фланге залежи несколько увеличивается.

Распределение основных и примесных элементов по простиранию залежи на отдельных горизонтах: 1125 м (горизонт штолен 14 и 7), 800 м и 500 м аналогично вышеописанному.

Величины  $Ag: Au$ ,  $Zn: Cd$  и  $S: Se$  отношения с западного фланга залежи на восточный уменьшается от 90 до 64, от 713 до 603 и от  $73,4 \cdot 10^3$  до  $27,4 \cdot 10^3$  соответственно. В этом же направлении значение  $Se: Fe$  отношения увеличивается от 3,4 до 12,0.

Отдельные части рудной залежи по простиранию характеризуются различными значениями коэффициента зональности; на западном фланге показатель зональности имеет значение  $33,1 \cdot 10^2$  —  $7,5 \cdot 10^2$ , на центральной части залежи —  $8,7 \cdot 10^2$  —  $1,1 \cdot 10^2$ , на восточном фланге —  $2,5 \cdot 10^2$  —  $7 \cdot 10^1$ . Эти данные подтверждают наличие геохимической зональности в распределении элементов по простиранию рудной залежи.

На примере поперечных профилей XIX—XIX (центральная часть залежи) и XXIII—XXIII (восточный фланг) изучен характер распределения элементов по падению залежи. Несмотря на некоторую закономерность в распределении основных и примесных компонентов по падению залежи, выражающуюся в увеличении содержаний цинка, свинца, отчасти меди и ряда элементов-примесей, кривые концентрации их в основном имеют изменчивый характер. В распределении значений показателя зональности по восстанию рудной залежи закономерности не выявляются.

В представительных скважинах (скв. 314, 539, 594, 624 и др.), охватывающих различные горизонты, изучен характер распределения химических элементов по мощности залежи. Установлена неконтрастная зональность в распределении содержаний основных и примесных компонентов от всячего к лежащему боку. При этом изменение содержаний элементов во многом связывается с изменением минерального состава руд с глубиной. Сравнительно высокие концентрации цинка, свинца, золота, серебра, висмута, кадмия, индия, галлия, таллия, теллура, ртути, сурьмы, мышьяка, олова и марганца обычно приурочиваются к слонсто-полосчатым колчеданно-полиметал-

**Изменение содержаний элементов-примесей  
в пиритах и халькопиритах от висячего к лежащему боку, г/т**

Элементы	Висячий бок		Лежащий бок	
	пирит	халькопирит	пирит	халькопирит
Au (усл. ед.)	0,8 (19)*	1,3 (6)	0,4 (15)	0,7 (8)
Ag (усл. ед.)	31 (19)	30 (6)	7 (15)	26 (8)
Tl	9,7 (26)	2,7 (6)	1,1 (24)	2 (8)
Ge	3 (13)	1,2(2)	1,5(18)	1,2(4)
Cd	20(10)	17(6)	10(9)	13(8)
Bi	80(12)	120(6)	50(21)	37(6)
Co	190(14)	120(13)	320(25)	180(13)
Se	14(29)	9(8)	40(24)	7(9)
Te	2(29)	5(8)	3(24)	20(9)

\*В скобках — количество анализов.

лическим рудам, расположенным преимущественно в висячем боку залежи. В тех разрезах, где типы руд встречаются как в висячем, так и в лежачем боку залежи, высокое содержание перечисленных элементов обычно отмечается в висячем. В целом наблюдается уменьшение концентраций подавляющего большинства элементов-примесей (особенно золота, серебра и таллия), цинка, свинца и увеличение содержаний кобальта и селена от висячего бока залежи к лежащему.

По мощности залежи закономерное изменение значений показателя зональности не наблюдается. Геохимический показатель хорошо иллюстрируется в пределах одного типа руд, в котором от висячего к лежащему боку эти значения закономерно изменяются.

Зональность в распределении содержаний элементов-примесей по мощности рудной залежи отчетливо проявляется в главных сульфидных минералах, в особенности пирите и халькопирите (таблица). Пириты и халькопириты из висячего и лежащего бока залежи отчетливо различаются по уровню концентраций примесных компонентов. Содержание золота, серебра, таллия, германия, кадмия и висмута в пиритах из висячего бока, сложенного рудами колчеданно-полиметаллического состава, превалируют над концентрацией их в пиритах из лежащего бока, представленного массивными медно-пирротиновыми, пятнисто-брекчиевидными и прожилково-вкрапленными рудами. В последних больше кобальта и селена. Сходная картина наблюдается и в халькопиритах.

Таким образом, в Фелизчайском колчеданно-полиметаллическом месторождении в распределении рудосоставляющих компонентов и элементов-примесей наблюдается отчетливая геохимическая зональность и по глубине, и по простиранию, и по мощности рудной залежи. Установленная нами зональность является результатом прерывистого поступления минералообразующих растворов и различной подвижности компонентов.

Генерации и разновидности сульфидов в изученном месторождении различаются по содержанию в них элементов-примесей.

О пиритах и халькопиритах говорилось выше. При подсчете баланса распределения элементов установлено, что в исследуемых рудах пирит является носителем золота, висмута, кобальта, селена, таллия, а также серебра (вместе с галенитом). Галенит является концентратом серебра, висмута (500 г/т), таллия (57,7 г/т) и селена (50 г/т), халькопирит — золота, пирротин — кобальта (300 г/т) и селена (55 г/т). Сфалериты типа клейофана и марматита резко различаются содержанием примесных компонентов и в первую очередь кадмия — в среднем 1100 и 650 г/т соответственно.

В околорудных ореолах присутствуют те же элементы, что и в рудах. Во вмещающих породах уровни концентраций рудообразующих и примесных компонентов значительно меньше количества их в самих рудах, за исключением галлия, германия и никеля. Наблюдается отчетливая зональность в распределении рудообразующих и примесных элементов в надрудной и подрудной толщах.

Подытоживая проведенные исследования можно прийти к следующим выводам.

1. В распределении рудосоставляющих и примесных элементов в залежи и в рудовмещающих породах устанавливается зональность: а) содержание цинка, свинца, золота, серебра, висмута, кадмия, индия, галлия, сурьмы и мышьяка от верхних к глубоким горизонтам закономерно убывает, а содержание меди и кобальта возрастает; концентрация селена, ртути, таллия и марганца увеличивается на средних горизонтах, а концентрация германия почти не изменяется; б) содержание цинка, свинца, золота, серебра, висмута, кадмия, индия, галлия, таллия, сурьмы, мышьяка и марганца с западного фланга на восточный уменьшается, а меди, кобальта и селена увеличивается; в) по восстанию залежи не отмечается отчетливой зональности; в пределах отдельных типов руд отчетливо выражается изменение содержаний элементов по мощности залежи. Концентрации цинка, свинца, золота, серебра и таллия от всячего к лежащему боку уменьшаются, а кобальта и селена — наоборот. Закономерно изменяется содержание элементов-примесей в пирите и халькопирите от всячего бока залежи к лежащему.

2. Особенности минералого-геохимической зональности залежи, поведение элементов в рудах, главных сульфидных минералах и околорудных ореолах, корреляционные взаимоотношения между основными и примесными компонентами, вероятностно-статистические закономерности их распределения, величины индикаторных отношений элементов — все это открывает перспективность более глубоких горизонтов Филизчайского колчеданно-полиметаллического месторождения до сочленения с Кехнамеданским надвигом глубокого заложения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Новрузов Н.А., Зулфугаров С.Б., Нагиев В.Н., Агаев С.А. Кадмий в рудах Филизчайского и Катехского месторождений. — Докл. АН АзССР, 1980, т. 36, N 12, с. 44—47.
2. Смирнов В.И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишоидах Большого Кавказа. — Докл. АН СССР. Сер. геол., 1976, т. 177, N 1, с. 179—181.

*В.И. Баумштейн, С.П. Карелин*

**ЭНДОГЕННЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ  
В КУПОЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ БЫСТРИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ  
(ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)**

До недавнего времени характеристика металлогении Быстринского рудного поля основывалась на представлении о рудоконтролирующей роли линейных разломов. Последние рассматривались в качестве рудоподводящих каналов, а рудоносные зоны — в качестве оперяющих их разрывов.

В последнее время тектонические концепции меняются. Большое значение придается выделенной С.П. Карелиным [3] Быстринской тектоно-магматической структуре центрального типа, сформировавшейся в средней—поздней юре в области пересечения Урюмкан-Будюмканского глубинного разлома и Нерзаводско-Сретенского скрытого разлома фундамента в связи с мощной вспышкой магматизма, протекавшего в интрузивной и эффузивной формах.

Интрузивные, дайковые и эффузивные породы, с внедрением которых связано образование рассматриваемых купольных структур, имеют близкий состав, средне-верхнеюрский возраст и пространственно взаимосвязаны, что позволяет считать их образованиями единого вулcano-плутонического комплекса [1, 2]. Породы этого комплекса по многим показателям имеют все признаки магматитов латитовой серии (показатель  $K + Na = 5,24—6,47$ ; индекс Ритмана [5]  $\sigma = [Na_2O + K_2O]^2 / SiO_2 - 43 = 3,41—4,45$ ).

Отличительными геохимическими признаками комплекса являются повышенные содержания элементов гранитоидного профиля (фтор, рубидий, барий, стронций, молибден, свинец и др.) наряду с повышенными содержаниями родственных базальтоидной магме элементов группы железа (ванадий, кобальт, хром, никель). Судя по литературным данным [4, 6], происхождение латитовых магм связывается с мантийным источником исходной магмы. Расплав из мантии образовал сложного состава и формы интрузив, над которым возникли специфические купольные структуры разных порядков, сопровождаемые кольцевыми и радиальными разрывами. Последние будучи связанными с материнским магматическим очагом служили проводниками отдельных дополнительных порций магм и рудоносных растворов, генерированных тем же материнским очагом. Эти разрывы являлись и местами разгрузки рудоносных растворов.

По геологическим данным очаговая структура в плане имеет концентрически-зональное строение, фиксируемое по выходам на поверхность разновозрастных геологических образований, границы которых совпадают с кольцевыми ограничениями купольных структур, порядок которых направленно меняется от более высокого в центральных частях очаговой структуры к более низкому на ее флангах. В центре структуры на поверхность выходят самые древние породы терригенно-карбонатной формации от кембрийского до среднепалеозойского возраста и песчанико-алевролит-аргиллитовая формация ран-

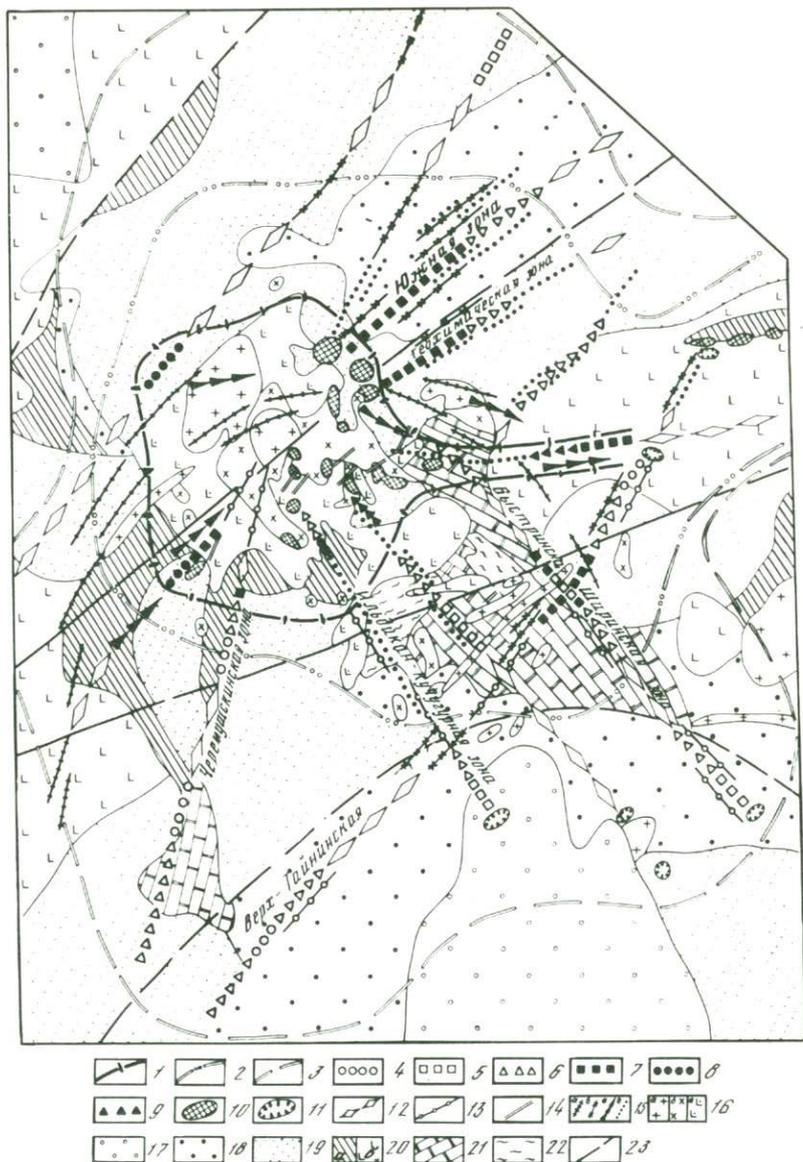


Рис. 1. Схема тектонического строения и размещения главных парагенетических ассоциаций на территории Быстринского рудного поля (составлена В.И. Баумштейн с использованием материалов К.С. Бутина, В.М. Негоды, А.М. Немерова, А.В. Титенка, Э.В. Мазур, Б.Л. Полякова, М.Г. Кычакова, А.В. Семикина, И.Г. Рутштейна, М.А. Чесноковой и др.)

1—3 — площади развития минерализации различного состава: 1 — скарново-магнетитовой с людовитом, вольфрамитом, молибденитом, 2 — колчеданной, 3 — полиметаллической (с антимонитом, баритом, киноварью); 4—11 — интервалы зон с минерализацией определенного состава; 4 — кварц-баритовой, 5 — антимонит-кварц-карбонатной, 6 — золото-сфалерит-галенитовой, 7 — золото-пирит-халькопиритовой, 8 — пирит-молибденитовой, 9 — кварц-пирит-турмалиновой, 10 — скарново-магнетитовой, 11 — шлиховые ореолы рассеивания киновари; 12 — предполагаемые зоны;

неюрского возраста. Породы прорваны мезозойскими интрузиями, непосредственно фиксирующими магматические центры. Крайнее относительно центров положение в структуре занимают покровы эффузивов средне-верхней юры и отложения мела. Границами выходов указанных пород служат кольцевые ограничения структуры I порядка.

Следствием взаимосвязанных процессов внедрения магмы и образования купольных структур является четкая односторонняя температурная зональность распределения разнотипного оруденения относительно магматических центров, что в сочетании с особенностями геологического строения купольных структур обусловило локализацию различных минерализаций: турмалиновой в самих штоках гранодиоритов, редкометальной в участках развития карбонатных пород в ближайшем экзоконтакте интрузивных тел, колчеданной на некотором удалении от этих тел в нижнеюрской песчано-сланцевой толще, полиметаллической в средне-верхнеюрской толще вулканитов по периферии очаговой структуры.

Формирование этого разнотипного оруденения происходило по крупным линейно вытянутым тектоническим зонам, радиально расходящимся от выхода на дневную поверхность быстринских гранодиоритов — Южной, Геохимической, Быстринско-Ширинской, Черемушкинской, Ильдикан-Кучугурной и др. (рис. 1). Простираение зон постепенно меняется от северо-восточного до юго-юго-западного, образуя широкий веер. Падение зон крутое и составляет 80—85°. На всем протяжении зоны сопровождаются многочисленными дайками порфиров различного состава. В продольных разрезах зон установлена минералого-геохимическая зональность оруденения, выраженная в закономерной смене в направлении от гранитоидной интрузии элементных ассоциаций и их минеральных эквивалентов. Высокотемпературная скарново-шеелитовая с людвигом и молибденитом минерализация (см. рис. 1) и отвечающая ей редкометальная ассоциация элементов (вольфрам-молибден-медь-олово), имея площадное развитие, сосредоточены только в околосинтрузивной зоне в купольных структурах III порядка (рис. 2). Колчеданное оруденение и мышьяк-серебро-медь-висмутовая ассоциация элементов развиты вдоль линейных разломов, проходящих через внутреннюю и среднюю зоны в рамках купольных структур II и III порядков. Наиболее низкотемпературное полиметаллическое и сурьмяное оруденение и свинец-цинк-серебро-сурьмяная ассоциация элементов сформированы также вдоль линейных разрывов, но гипсометрически на более высоких



13—16 — основные структурно-тектонические элементы и магматические образования; 13 — зоны развития даек андезитовых и диабазовых порфиритов, 14 — лампрофиты, 15 — главные рои даек: *a* — гранит-порфир, *b* — гранодиорит-порфир, *в* — крупнопорфировидных диоритовых порфиритов, *г* — мелкопорфировидных диоритовых порфиритов, 16 — штоки: *a* — адамеллитов, *b* — биотит-роговообманковых гранодиоритов и гранодиорит-порфир, *в* — диоритов; 17—22 — структурные ярусы; 17 — меловой (эффузивы), 18 — верхнеюрский (эффузивно-туфогенная толща), 19 — нижнеюрский (песчаники, алевролиты), 20 — верхнепалеозойский: *a* — известняки, аргиллиты, кремнистые сланцы, *b* — диориты, габбро-диориты ундинского комплекса, 21 — кембрийский (доломиты, доломитовые известняки, 22 — верхнепротерозойский (сланцы, метаморфизованные песчаники); 23 — разрывные нарушения

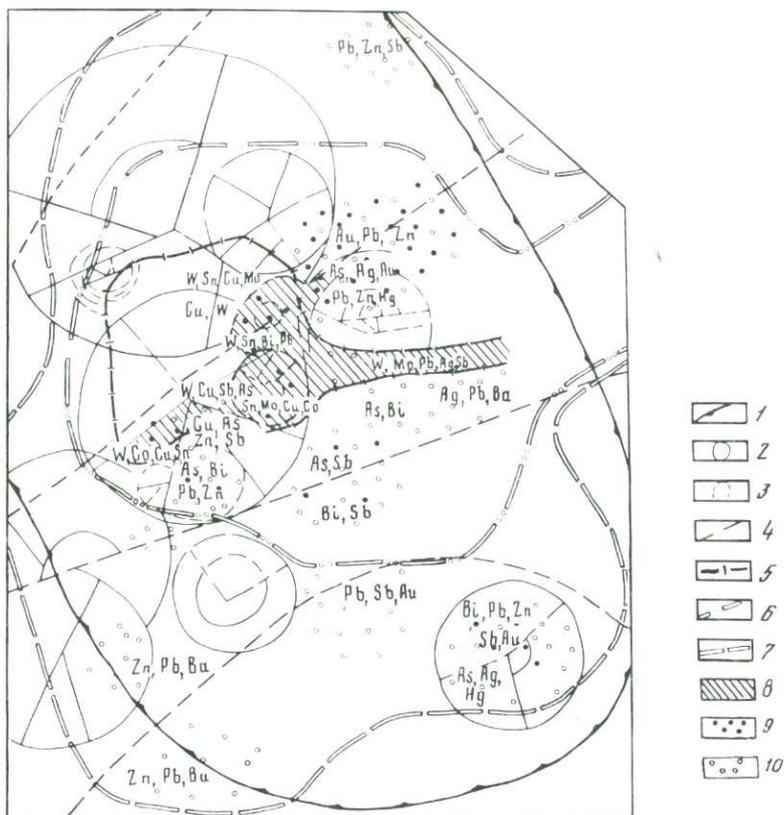


Рис. 2. Схема размещения эндогенных аномальных полей в купольных структурах Быстринского рудного поля

1—3 — границы купольных структур: 1 — I порядка, 2 — II порядка, 3 — III порядка; 4 — разрывные нарушения; 5—7 — площади развития минерализации; 5 — скарново-магнетитовой с бором, вольфрамом, молибденитом, 6 — колчеданной, 7 — полиметаллической; 8—10 — ассоциации элементов: 8 — редкометалльная, 9 — колчеданная, 10 — полиметаллическая

уровнях. Эти разрывы, имея сквозной характер, проходят через внешнюю, среднюю и внутреннюю зоны независимо от порядка купольных структур.

Взаимосвязанное эволюционное развитие во времени структур и рудно-магматической системы способствовало наложению поздних стадий минерализации на ранние, в результате чего образовались сложные телескопированные месторождения. Выявление на таких месторождениях конкретных типов минерализации затруднено, так как рудные тела и эндогенные геохимические аномальные поля несут следы влияния всех происходивших здесь процессов минералообразования. Установленные для рассматриваемых месторождений типоморфные ассоциации элементов рекомендуются для типизации обнаруживаемых аномалий.

Эндогенные аномальные поля разнотипного оруденения в контурах купольных структур различных порядков имеют свою собственную

вертикальную зональность. Вместе с тем множество общих черт этой зональности позволило вывести результирующий ряд зональности первичных ореолов для рудного узла в целом (сверху — вниз): Hg—Ba—Sb—Ag—Au—Sn—As—Ag — [Zn—Pb—Au—Bi—As—Cu—Sn—Mo—W]—Ti—V—Cr—Ni—Co.

Двойственное положение элементов объясняется различными формами их нахождения в ореолах. Часть ряда, заключенная в квадратные скобки, может рассматриваться как внутрирудный интервал. В зависимости от типа месторождения элементы, находящиеся в пределах данного интервала, могут достигать промышленно значимых концентраций. Соответственно устойчиво надрудные элементы расположены левее, в устойчиво подрудные — правее этого интервала.

В ореолах относительно более высокотемпературных месторождений редкометального типа комплекс надрудных элементов почти отсутствует. Ряд зональности ореолов для этих месторождений как бы усечен сверху и представлен элементами Cu—Sn—[Mo—W] — —Cr—V—Ti—Ni—Co. В ореолах относительно более низкотемпературного полиметаллического типа оруденения соотношение надрудных и подрудных элементов иное и ряд зональности выглядит усеченным снизу: Hg—Ba—Sb—Ag—[Au—Zn—Pb] —As—Sn. Среднетемпературные месторождения колчеданного типа занимают промежуточное положение, и ореолы таких месторождений характеризуются рядом зональности, усеченным с обеих сторон: Ag—Pb—Zn—[Au—Cu]—Bi—As. Характер зонального распределения элементных ассоциаций является следствием эволюционного развития, с одной стороны, рудно-магматической системы, с другой — очаговой структуры. Регрессивное изменение теплового режима и структурных условий, меняющихся от более замкнутых к более открытым, приводит к концентрированию ранних высокотемпературных ассоциаций вблизи интрузивов и удалению от них поздних, относительно низкотемпературных ассоциаций. Одновременно происходили заполнение и перекрытие центральных каналов интрузиями, что предопределило дальнейшую разгрузку материнского магматического очага по периферическим каналам. Последнее обстоятельство обусловило зональное распределение элементов не только вокруг штока гранодиоритов, но и относительно основных каналов поступления магмы и рудоносных растворов.

Значит, не следует на глубоких горизонтах внешней и средней зон ждать редкометального оруденения, а на глубоких горизонтах внешней зоны вести поиски колчеданного оруденения.

1. Эндогенные аномальные поля в купольных структурах связаны с разными типами минерализации и в зависимости от типа минерализации характеризуются своими типоморфными элементными ассоциациями и наличием определенных рядов зональности.

2. Проведенные исследования позволяют рекомендовать купольные структуры, образование которых связано с внедрением латитовых магм, как объекты, перспективные для поисков месторождений редких и цветных металлов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Зорина Л. Д., Санин Б. П. Петрохимия и геохимические особенности Широкинского вулкано-плутонического комплекса (Восточное Забайкалье). — Геохимия, 1980, № 2, с. 217—225.
2. Зорина Л. Д., Санина Н. Б., Андрулайтис Л. Д., Романов В. А. Эндогенные аномальные поля купольных структур. — В кн.: Методы прикладной геохимии: Материалы 2-го Междунар. симпоз. Иркутск, 1981, ч. 1, с. 40—41.
3. Карелин С. П., Федоров В. П., Истомин В. П., Рокин К. Е. Тектоно-магматические структуры центрального типа Газимуро-Заводского рудного района. — В кн.: Геология рудных полезных ископаемых Забайкалья и смежных территорий. Чита: Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, 1981, с. 38—40.
4. Нокколдс С. Р., Аллен Р. Геохимические наблюдения. М.: Изд-во иностр. лит., 1958. 176 с.
5. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М.: Мир, 1975. 110 с.
6. Таусон Л. В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

УДК 550.84:558.435'444(574.42)

*А. А. Головин, Т. С. Краснова*

### **ОТБРАКОВКА ЗОН РАССЕЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА РУДНОМ АЛТАЕ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ИНТЕНСИВНОСТИ И КОНЦЕНТРАЦИИ**

Зоны рассеянной рудной минерализации (ЗРМ) при литогеохимическом опробовании фиксируются отчетливыми геохимическими аномалиями, геохимический спектр которых аналогичен спектру ореолов промышленных месторождений того же минерально-геохимического типа, что значительно затрудняет разбраковку аномалий ЗРМ. Отсутствие надежных критериев отличия ЗРМ не позволяет произвести их отбраковку на начальной стадии поисковых работ, что приводит к значительным денежным затратам на последующие детальные работы по проверке многочисленных аномалий, связанных с ЗРМ. Это свидетельствует об актуальности совершенствования и разработки новых количественных геохимических критериев отличия ореолов промышленных месторождений от ЗРМ, которые могли бы способствовать отбраковке многочисленных геохимических аномалий и локализации поисков на участках развития первичных геохимических ореолов, связанных с промышленным оруденением колчеданной формации.

ЗРМ представляют собой участки развития сульфидной минерализации (одного или нескольких минералов или элементов-примесей в минералах) вкрапленного, прожилкового или прожилково-вкрапленного типа, количество (запасы) которых (концентрация, размеры или то и другое вместе) недостаточно для их промышленного извлечения и переработки.

Впервые разработка геохимических критериев отбраковки ЗРМ начата С. В. Григоряном [3], под руководством которого в Центральном Карамазаре выполнены детальные исследования. Типичными для этого района являются полиметаллические месторождения жиль-

ного типа, залегающие в вулканогенных породах кислого состава. Все известные здесь полиметаллические месторождения, а также ЗРМ, представляющие собой рудоподводящие каналы или зоны развития сульфидной вкрапленности вдоль дизъюнктивных нарушений, сопровождаются первичными геохимическими ореолами широкого круга химических элементов. С.В. Григоряном было установлено, что в ЗРМ на Рудном Алтае, в отличие от промышленных месторождений, практически отсутствует вертикальная зональность, величины мультипликативных и аддитивных показателей ореолов, определяющие поперечную зональность в ЗРМ (формационные ряды), не выделяются полями максимумов, характерны низкие концентрации элементов и прежде всего рудообразующих.

На Рудном Алтае изучение первичных геохимических аномалий ЗРМ было проведено целым рядом исследователей.

Рудный Алтай расположен в пределах Рудно-Южноалтайского эвгеосинклинального прогиба герцинского возраста и сложен андезит-базальтовой и песчано-сланцевой формациями (Сm), терригенно-карбонатной (O—D<sub>2</sub>gv), дацит-липаритовой (D<sub>2</sub>l—D<sub>3</sub>fr), андезитовой (D<sub>3</sub>fr—Cit), сланцево-песчаниковой и терригенно-сланцевой (D<sub>2</sub>—C<sub>1</sub>), терригенно-карбонатной и андезит-базальтовой (Cit—Civ). Орогенный этап привел к образованию угленосной и вулканогенной молассы (C<sub>2</sub>—P). Интрузивные породы слагают 65% площади и представлены преимущественно умеренно кислыми гранитоидами, гранодиоритами повышенной щелочности и комплексом малых интрузий базальтоидного типа. Рудный Алтай — характерная моноформационная металлогеническая провинция, в которой промышленные месторождения представлены практически лишь колчеданной формацией в широком ее понимании [4]. Руды имеют сложный комплексный состав, включающий кроме основных рудообразующих элементов (медь, свинец, цинк, сера) ряд сопутствующих (барий, серебро, золото, кадмий, мышьяк, висмут, молибден, кобальт и др.). По соотношению рудообразующих элементов месторождения разделяются на несколько промышленно-генетических типов (медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические, полиметаллические, барит-полиметаллические). Преобладающая часть месторождений (85%) приурочена к дацит-липаритовой формации, хотя известны месторождения в андезитовой, терригенно-карбонатной и сланцево-песчаниковой формациях. В размещении месторождений значительную роль играют различные вулканотектонические структуры и разломы разного порядка [4].

В пределах описываемой территории насчитывается значительное количество зон рассеянной минерализации.

Изучение Аргунзинского рудопроявления, представленного рассеянной вкрапленностью, гнездами и маломощными прожилками сфалерит-халькопирит-пирит-пирротинового состава, позволило наметить следующие критерии отличия ЗРМ от рудных тел месторождений [1]: 1) отсутствуют зоны комплексного состава, выдержанные по мощности и простираению, наблюдается невыдержанность состава зон, многократное чередование различных зон простого элементного состава с узкими зонами комплексного состава; 2) установлены пре-

рывистость в строении и резкая пространственная дифференциация элементов вплоть до полной разобщенности полей отдельных элементов в пределах рудовмещающих структур; 3) отсутствует зональность, что выражается в отсутствии устойчивости величин  $K_3$ , распределение которых имеет резкий (пилообразный) характер; 4) установлена обедненность ЗРМ редкими элементами (висмутом, мышьяком, кадмием, сурьмой).

Исследования Г.Л. Рубо, проведенные в 1974 г. в пределах преимущественного развития зон пиритовой вкрапленности (зоны Прогресс, Глубочанский разлом, Гребенюшинская) и Березовско-Белусовского рудного поля, позволили сделать вывод об отсутствии пространственной дифференциации (зональности) элементов в аномалиях ЗРМ при комплексном составе этих аномалий и о низких значениях величин мультипликативных коэффициентов зональности  $K_3 = \text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Ag} / \text{Cu} \cdot \text{Co} \cdot \text{Mo}$ , не превышающих в аномалиях ЗРМ первых единиц.

Г.И. Хорин и др., изучавшие в 1974 г. эндогенные геохимические аномалии нескольких ЗРМ, приуроченных к интенсивно расщепленным и гидротермально-измененным породам липарит-дацитовый формации, наметили следующие особенности ЗРМ: 1) ореолы промышленных рудных тел и геохимические аномалии ЗРМ имеют сходный элементный состав; 2) в аномалиях ЗРМ зональность отсутствует; 3) для ЗРМ характерно наличие ряда обособленных центров с высокими концентрациями элементов, чередующихся с участками низкоаномальных или фоновых концентраций; 4) величины указанного выше мультипликативного  $K_3$  не превышают первых десятков, что соответствует рудному, нижнерудному или подрудному уровням ореолов промышленных рудных тел.

Г.Э. Федотова, проводя в 1977 г. сравнительное изучение ореолов ряда промышленных цинково-медных, колчеданно-полиметаллических и полиметаллических месторождений (Шубинское, Гусяковское, Звездное 1, Выше-Ивановское) и ЗРМ, развитых на флангах этих же месторождений, установила, что мультипликативные показатели интенсивности ( $K_n$ ) и зональности ( $K_3$ ) по аномалиям ЗРМ значительно ниже ( $K_n = 0,013 - 6 \cdot 10^4$ ;  $K_3 = 0,13 - 3 \cdot 10^3$ ), чем в геохимических ореолах промышленных месторождений ( $K_n = 10 - 7 \cdot 10^6$ ;  $K_3 = 0,1 - 3 \cdot 10^6$ ). Следует обратить внимание, во-первых, на значительное перекрытие интервалов  $K_n$  и  $K_3$  для аномалий ЗРМ и ореолов промышленных месторождений, а во-вторых, на разных объектах использовались  $K_n$  и  $K_3$  различного вида, что вообще вряд ли позволяет проводить их сопоставление.

Таким образом, сравнивая выводы, сделанные различными авторами, можно уверенно утверждать, что эндогенные геохимические аномалии, обусловленные ЗРМ, и ореолы промышленных месторождений одного и того же минерально-геохимического типа характеризуются сходным элементным составом и отличаются от последних более низким уровнем концентрации элементов-индикаторов. Сравнение же остальных критериев отличия аномалий ЗРМ от ореолов промышленных месторождений, разработанных разными исследователями, свидетельствует о несходности этих критериев. Такое различие в

критериях отбраковки аномалий ЗРМ от ореолов промышленных месторождений, возможно, обусловлено тем, что, во-первых, разные исследователи применяли различные индикаторные отношения, а во-вторых, изучались ЗРМ различных морфоструктурного и минерально-геохимического типов, для которых, возможно, действительно существуют различия в строении, зональности, интенсивности и других показателях.

Нами, начиная с 1977 г., начато целенаправленное изучение аномалий ЗРМ различных типов с задачей совершенствования количественных геохимических критериев их отбраковки.

Непромышленные рудопроявления, развитые на Рудном Алтае, П.Ф. Иванкин в 1961 г. подразделил на проявления: 1) контактово-метасоматические скарново-полиметаллического или скарново-медного типа, приуроченные к контактам гранитоидов или порфировых интрузий с известковистыми или полимиктовыми скарнированными породами с гнездами, прожилками, линзами пирита, халькопирита, сфалерита, галенита, магнетита; 2) высокотемпературные кварцево-медно-пирротиновые в метаморфизованных и ороговикованных сланцах, представленные согласными и секущими прожилками пирротин-халькопиритового состава; 3) среднетемпературные пропицит-кварцевые полиметаллические, представляющие собой мощные ореолы сульфидной вкрапленности (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит) в интенсивно измененных полимиктовых алевролитах, туфах, туффитах преимущественно среднего состава; 4) вторично-кварцитовые, отличающиеся мощными ореолами пирита, гематита, диаспора и алунина в порфирах; 5) непромышленные колчеданной формации и зоны рассеянной минерализации, образованные прожилками, вкрапленностью, гнездами и мелкими линзами пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и др. минералов в окварцованных, серицитизированных и хлоритизированных породах преимущественно дацит-липаритовой формации; 6) прожилково-вкрапленные и кварцево-жилные медно-полиметаллические в экзоконтактах гранитоидных интрузий, где в ороговикованных породах сколовые зоны и трещинные жилы интенсивно окварцованы и серицитизированы и содержат вкрапленность пирита, халькопирита, реже сфалерита и галенита; 7) медно-цинкового пирит-пирротинового типа, локализованные в региональных зонах смятия в динамометаморфических сланцах, туффоидах или порфиroidах, обычно в мощных зонах кварц-серицитовых пород, которые содержат вкрапленность и прожилки пирита, сфалерита, халькопирита и пирротина; 8) низкотемпературные кварцево-полиметаллические, приуроченные к дайкам порфиритов и представленные прожилками или штокверками кварца со сфалеритом, галенитом, баритом, карбонатом, рассекающими осадочные вмещающие породы.

Наиболее трудной задачей, очевидно, является установить критерии отличия аномалий ЗРМ колчеданной формации, которые по составу, геологическому положению, способу образования сходны с ореолами промышленных алтайских месторождений. Поэтому нами изучались в основном аномалии ЗРМ именно колчеданной формации,

в пределах которой выбирались проявления различного минерально-геохимического типа: серноколчеданные (Прогнозный), медно-цинковые (Восточный, Гребенюшинский, Титовско-Гериховский), колчеданно-полиметаллического (Рубцовский), свинцово-цинкового (Заводинский, Таволжанский, Угловский, Таловский), барит-полиметаллического (Звездный II). Помимо проявлений колчеданной формации были также изучены ЗРМ скарново-полиметаллического (Западно-Золотушинский), высокотемпературного кварцево-медно-пирротинового (Аргунихинский) и среднетемпературного пропилит-кварцевого полиметаллического типов (Орманский).

Был подтвержден вывод о прерывистом строении и резкой пространственной дифференциации элементов вплоть до полной разобщенности зон отдельных элементов в пределах рудовмещающих структур, частом чередовании узких аномальных зон с участками безаномальными.

Заметно различаются аномалии ЗРМ от ореолов промышленных месторождений по величинам плотности корреляционной матрицы ( $\rho_K$ ). Если для первых величина этого показателя не превосходит 31%, как правило, изменяясь в пределах 3—14%, то для вторых эта величина обычно не уменьшается ниже 25% [5].

Однозначного отличия аномалий ЗРМ от ореолов промышленных месторождений по величинам мультипликативных  $K_3$  установить не удалось. Действительно, для аномалий ЗРМ серноколчеданного типа (Прогнозный), медно-цинкового (Гребенюшинский), свинцово-цинкового (Таволжанский, Угловский), скарново-полиметаллического (Таволжанский, Угловский), скарново-полиметаллического (Западно—Золотушинский) величины  $K_3$ , как правило, составляют  $1-10^5$ , что соответствует нижнерудным сечениям ореолов промышленных рудных тел, тогда как для аномалий ЗРМ колчеданно-полиметаллического (Рубцовский) и барит-полиметаллического (Звездный II) типов величины  $K_3$  меняются от 100 до  $1 \cdot 10^7$ , что уже соответствует надрудным сечениям ореолов промышленных месторождений ( $100-10^{10}$ ).

Наиболее эффективным количественным показателем, позволяющим отличать первичные геохимические аномалии ЗРМ от ореолов промышленных месторождений, является, по нашему мнению, специальный показатель концентрации ( $\Pi_K$ ), предложенный нами в развите вывода С.В. Григоряна [3] о низких концентрациях рудообразующих элементов, характерных для первичных аномалий ЗРМ.

Установлено [1], что в процессе образования колчеданно-полиметаллических руд наряду с привнесом значительных концентраций свинца, цинка и меди происходят вынос из околорудного пространства ряда элементов, в том числе ванадия, хрома и марганца и накопление их в периферических частях разрезов. Отсюда ясно, что величина предложенного мультипликативного показателя вида  $\Pi_K = \text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Cu} / \text{V} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Mn}$ , очевидно, может служить показателем интенсивности (масштабов) рудного процесса [2].

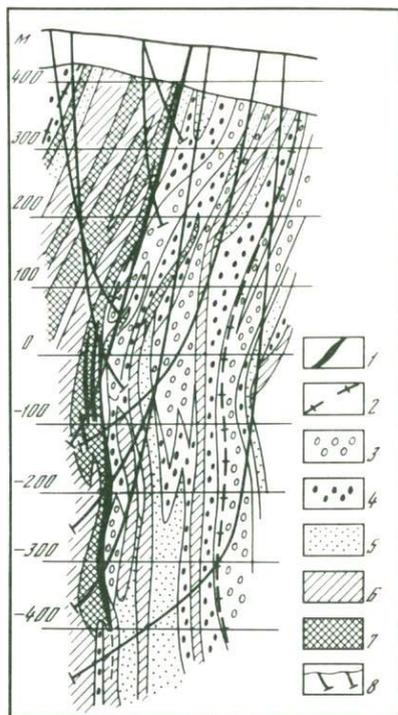
Результаты изучения закономерностей распределения величин  $\Pi_K$  по 10 месторождениям различного масштаба и по 15 участкам раз-

Рис. 1. Распределение величин мультипликативного показателя интенсивности  $\Pi_{\text{и}} = \text{Cu} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn} / \text{V} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Mn}$  в вертикальном сечении через центральную часть Иртышского месторождения

1 — рудные тела; 2 — основные литологические контакты; 3—7 — величины градаций  $\Pi_{\text{и}}$ ; 3 — меньше 0,1, 4 — 0,1—100, 5 — 100—1000, 6 — 1000—10 000, 7 — больше 10 000; 8 — скважины

вития ЗРМ позволяют заключить, что чем крупнее месторождение, тем больше площади, занятые полями высоких величин  $\Pi_{\text{и}}$  (больше 100), и тем меньше площади, занятые полями низких величин  $\Pi_{\text{и}}$  (меньше 0,1).

На рис. 1 приведено распределение величин  $\Pi_{\text{и}}$  по Иртышскому месторождению. Месторождение расположено в центральной части Березовско-Белорусского рудного поля (в северо-западной части Рудного Алтая) и приурочено к рассланцованным породам дацит-липаритовой формации. Рудные тела располагаются в висячем боку зоны интенсивно серицитизированных, хлоритизированных и пиритизированных пород, приурочены к узким зонам срывов и представляют собой крутопадающие лентовидные залежи, прослеженные по падению на 50—520 м при мощности до 10 м. Основными рудообразующими минералами являются пирит, сфалерит, халькопирит и галенит. Рудные тела сопряжены с широким первичным геохимическим ореолом, охватывающим все поле месторождения. Крутопадающий ореол лентовидной формы прослежен по простиранию в плане на 11,5 км при ширине 100—300 м. На глубину он прослежен до 1100 м. Состав ореола комплексный (цинк, медь, свинец, серебро, барий, кобальт, молибден, висмут, олово, стронций, кадмий, сурьма, мышьяк). Максимальные по интенсивности и размерам аномальные поля образуют цинк, свинец и медь. Вместе с тем в пределах рудовмещающего блока пород выявлены пониженные по сравнению с фоном зоны выноса ванадия, хрома, марганца, галлия и никеля. Зоны их положительных аномальных концентраций зафиксированы в периферических частях ореола, в удалении от рудной зоны, а также в участках дробления внутри рудной зоны. Указанная закономерность контрастно подчеркивается распределением величин  $\Pi_{\text{и}}$  (см. рис. 1). К рудовмещающему блоку пород приурочено широкое поле величин  $\Pi_{\text{и}}$ , в  $10^3$  —  $10^5$  раз и более превосходящее фон. Узкие поля низких величин  $\Pi_{\text{и}}$  (менее 0,1) выявлены лишь в периферической части разреза.



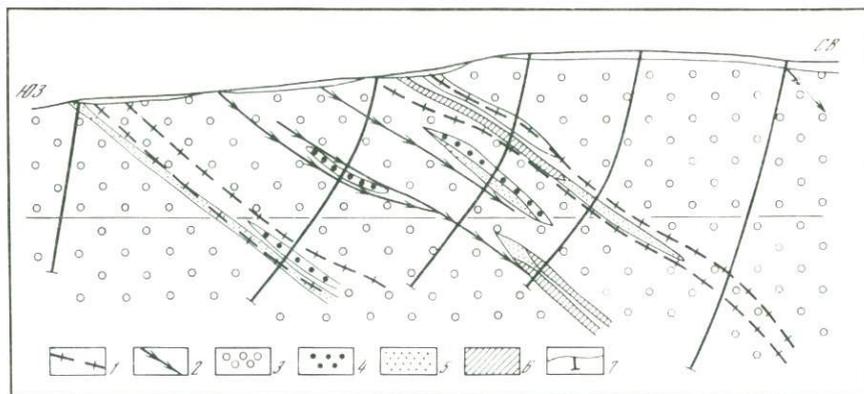


Рис. 2. Распределение величин мультипликативного показателя интенсивности  $P_i = \text{Cu} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Zn} / \text{V} \cdot \text{Cr} \cdot \text{Mn}$  в вертикальном сечении через Угловский участок

1 — основные литологические контакты; 2 — дайки; 3—6 — величины градаций  $P_i$ : 3 — меньше 0,1, 4 — 0,1—100, 5 — 100—1000; 6 — 1000—10000; 7 — скважины

На рис. 2 показано распределение величин  $P_i$  по Угловскому участку ЗРМ, расположенному в юго-восточной части Змеиногорского рудного района в северо-восточной части Рудного Алтая. Зона рудной вкрапленности северо-западного простирания и пологого ( $\angle 35-40^\circ$ ) падения локализована в окварцованных и серицитизированных известковистых и известково-глинистых аргиллитах дацит-дипаритовой формации и приурочена к флексурному изгибу пластов. На участке развиты согласные и секущие тела субвулканических порфиров и порфиритов. Рудная минерализация имеет вкрапленно-гнездово-прожилковый характер и представлена сфалеритом, галенитом, халькопиритом и пиритом. По падению и простиранию зона прослеживается от центрального разреза лишь в виде вкрапленной минерализации того же состава. В пределах участка выявлен широкий ореол комплексного состава: медь, свинец, цинк, серебро, молибден, барий, кобальт, олово. Значимые величины кадмия и висмута встречены в единичных пробах. Ореол состоит из ряда зон различной интенсивности, чередующихся с близфоновыми промежутками. В отличие от ореола описанного выше Иртышского месторождения, в аномалии Угловского участка не установлено зон выноса ванадия, хрома, марганца или других элементов. Вот почему в разрезе Угловского участка значительно преобладают низкие значения  $P_i$  (менее 0,1), тогда как значения  $P_i$  больше 100 установлены лишь в нескольких пробах (см. рис. 2).

Вместе с тем следует указать, что аномалии ЗРМ вовсе не обязательно отличаются от ореолов промышленных месторождений по величине  $P_i$ . Так, в аномалиях Титовско-Герихинского участка, Рубцовского, Заводинского, Западно-Золотушинского величина  $P_i$  достигает величин  $n \cdot 10^4$  —  $n \cdot 10^7$ . Отличия заключаются в различном соотношении величин площадей высоких значений  $P_i$  (более 100) и низких (менее 0,1). Ниже в таблице проведены значения величин

Оценка месторождений и зон рассеянной минерализации по показателю интенсивности рудного процесса ( $P_n$ ) и показателю концентрации ( $P_k$ )

Месторождение; зона	Площади зон (в $n \cdot 10^3$ м <sup>2</sup> )		$P_k$
	$P_n > 100$	$P_n < 0,1$	
Месторождения			
Золотушинское	464,0	170,8	2,7
Красноярское	79,5	93,5	0,85
Березовское	53,8	116,2	0,46
Гребенюшинская зона (разрез 103)	26,5	53,4	0,50
Звездный II	65,8	149,5	0,44
Майское	62,8	134,8	0,47
Богатыревское	41,0	127,5	0,32
Зоны рассеянной минерализации			
Орманский	132,2	481,5	0,27
Таловское	100,0	467,5	0,21
Титовско-Герихинский	31,2	168,1	0,18
Скв. 221	42,5	267,5	0,16
Заводинский	8,0	67,0	0,12
Аргунихинский	17,3	302,4	0,06
Белоглинский	9,2	198,8	0,05
Восточный	27,8	572,8	0,05
Угловский	28,0	662,5	0,03

этих площадей для изученных сечений промышленных месторождений и зон рассеянной минерализации.

Как видно из таблицы, абсолютная величина площади как высоких, так и низких значений  $P_n$  не всегда соответствует масштабу объекта. Так, величина площади поля высоких величин  $P_n$  для Таловского участка ЗРМ значительно больше, чем для Красноярского и Березовского месторождений. Вероятно, это объясняется влиянием физико-механических свойств вмещающих пород — их различной проницаемостью.

С другой стороны, как показали наши исследования, величина отношения размера суммарной площади высоких величин  $P_n$  ( $S_{P_n}$ ) к размеру суммарной площади низких величин  $P_n$  ( $S_{\bar{P}_n}$ ), вычисленная для каждого сечения объекта, позволяет снивелировать действие такого фактора, как разная проницаемость вмещающих пород на различных объектах. Это отношение названо нами показателем концентрации (масштаба):  $P_k = S_{P_n}^* / S_{\bar{P}_n}$  и является величиной безразмерной.

Вышеприведенные в таблице данные позволяют сделать вывод о возможности надежного отличия по величинам  $P_k$  аномалий ЗРМ от ореолов мелких рудных тел и от ореолов средних и крупных месторождений. Если для первых величина  $P_k$  варьирует в пределах 0,00—0,27, то для вторых она меняется в пределах 0,31—1,0, а для последних превосходит 1,0.

Сравнение величин  $P_k$  с величинами площадной суммарной (медь, свинец, цинк) продуктивности рудных тел для тех же разрезов было проведено в ореолах ряда промышленных месторождений (рис. 3).

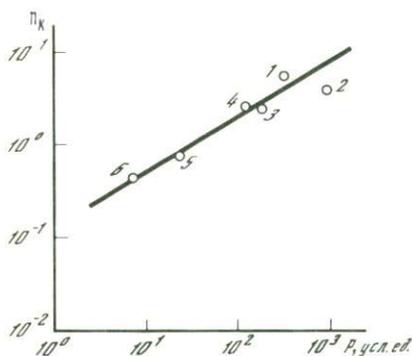


Рис. 3. Зависимость показателя концентрации ореолов ( $P_k$ ) от продуктивности рудных тел ( $P$ )

Месторождения: 1 — Зырянское; 2 — Греховское; 3 — Иртышское; 4 — Золотушинское; 5 — Красноярское; 6 — Березовское

Это сравнение выявило линейную зависимость между величиной  $P_k$  и продуктивностью рудного тела (между их логарифмами), что позволяет предположить возможность использования величины  $P_k$  не только для отбраковки аномалий ЗРМ, но и для оценки масштабов (запасов) прогнозируемых руд.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Головин А.А. Распределение элементов в ореоле Золотушинского месторождения (Рудный Алтай). — В кн.: Материалы 6-й науч. конф. молодых сотрудников. М.: ИМГРЭ, 1970, с. 46—51.
2. Головин А.А., Пак Г.Ф., Гусельников В.И. и др. Геохимические критерии количественного прогнозирования скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения и результаты их применения на Рудном Алтае. — В кн.: Геохимические методы при оценке скрытого оруденения. М.: ИМГРЭ, 1981, с. 17—25.
3. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. — Сов. геология, 1973, N 1, с. 15—33.
4. Овчинников Л.Н., Баранов В.Д. О некоторых закономерностях размещения колчеданно-полиметаллических месторождений Алтая. — Геология руд. месторождений, 1973, N 6, с. 17—31.
5. Сочеванов Н.Н., Григорян С.В., Головин А.А. Поисковое значение геохимических ассоциаций элементов в первичных ореолах. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981. с. 69—74.

*В.А. Прокин, М.Ф. Крутакова***ОТРИЦАТЕЛЬНЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ  
ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Формирование эндогенных рудных месторождений является результатом мобилизации, миграции и концентрации химических элементов, сопровождающих процессы магматизма, аллохимического метаморфизма, диагенеза—катагенеза. Перечисленные петрогенетические процессы геохимически выражаются прежде всего в миграции больших масс литофильных химических элементов, на фоне которых рудогенез может рассматриваться как частный случай высокой концентрации металлов в особо благоприятных условиях. Так, объемный подсчет баланса вещества, выполненный на ряде уральских колчеданных месторождений [11], показал, что в пределах широких ореолов гидротермально-метасоматических изменений, сопровождающих рудные тела, имела место миграция многих химических элементов. В зависимости от свойств последних, они вели себя по-разному и могут быть разделены на три группы. Одни элементы привносились в этот ореол (калий, сера, медь), другие — выносились из него (натрий), третьи — испытывали перераспределение внутри ореола — выносились из одних зон и привносились в другие (кремнезем, железо, магний, кальций). При этом в пределах ореолов гидротермально-метасоматических изменений выделялись следующие зоны (минеральные фации): сульфидная (руды), серицит-кварцевая, серицит-хлорит-кварцевая, частичной серицитизации, эпидотизации, гематитизации. Общий привнос и вынос химических элементов во все перечисленные зоны околорудного метасоматоза показаны в табл. 1.

Из табл. 1 следует, что количество мигрирующих литофильных элементов исчисляется миллионами тонн. Цифры привносимых и выносимых литофильных элементов сопоставимы с цифрами рудообразующих металлов или значительно превышают их.

Обращает на себя внимание присутствие на вышерассмотренных месторождениях химических элементов третьей группы, выносимых из одних зон и привносимых в другие с различной степенью компенсации. Для оценки степени компенсации В.А. Прокиным и др. [12] предложен коэффициент компенсации ( $K_k$ ). Он определяется сопоставлением двух величин: суммарного привноса и суммарного выноса данного химического элемента для всех зон ореола околорудного метасоматоза. Например, на Бурибайском месторождении магний выносился из серицит-кварцевых пород и зоны рудоотложения (342 тыс. т.) и привносился в серицит-хлорит-кварцевые породы (348 тыс. т.). Коэффициент компенсации ( $K_k$ ) магния здесь составляет  $342:348 \times 100 = 98\%$ . В значительной мере компенсируются и некоторые рудообразующие металлы. На Майском месторождении  $K_k$  железа составляет 72% (привнос в рудные тела 154 тыс. т., вынос из вмещающих пород 111 тыс. т). По данным А.А. Захарова и А.А. Захаровой [5], на Ивановском медно-кобальтовом месторождении  $K_k$  никеля равен 95,3%. Следовательно, источниками железа на Май-

Таблица 1

Суммарный привнос и вынос химических элементов в зоны ореолов околорудного метасоматоза колчеданных месторождений Урала (в тыс. т.)

Элементы	Бурбайское		Молодежное		Майское	
	привнос	вынос	привнос	вынос	привнос	вынос
Литофильные						
Si	2225	611	11740	4113	387	217
Al	0	1257	780	2165	67	172
Mg	348	342	3401	1380	176	14
Ca	0	1702	1784	11840	67	203
Na	0	1590	489	9652	0	976
K	331	18	3382	15	582	0
Сумма	2904	5520	21576	29165	1279	1582
Основные						
Fe	2772	0	12706	1705	154	111

ском месторождении и никеля на Ивановском месторождении явились вмещающие породы, в которых выделяются зоны метасоматических пород, обедненные указанными металлами.

Вышеприведенные расчеты, а также исследования А.А. Беуса [1], Л.Н. Овчинникова и Э.Н. Баранова [8], В.А. Буряка [2] показывают, что многие эндогенные рудные месторождения являются результатом перераспределения химических элементов в земной коре. В процессе перераспределения на участке месторождения образуются три геохимических поля, отличающихся концентрацией рудообразующих химических элементов: 1) поле высокой концентрации металлов — рудная залежь, 2) положительный геохимический ореол вблизи этой залежи, в котором содержание металлов выше фонового, но ниже промышленного, 3) поле выноса металлов, характеризующиеся более низкими их содержаниями по сравнению с фоновыми. Последнее является своеобразным отрицательным первичным геохимическим ореолом [8], который может быть использован как критерий прогнозной оценки территории и поисковый признак.

В каждой отдельно взятой рудогенерирующей системе размеры геохимических ореолов (полей), как правило, увеличиваются в ряду: рудное тело — положительный геохимический ореол — отрицательный ореол, т.е. обратно пропорционально изменению концентраций металлов в каждом из них по отношению к фоновым содержаниям. Так, на Майском месторождении объемы рудных тел, положительного и отрицательного геохимических ореолов относятся как 1:5:10.

Условия формирования и строение геохимических ореолов зависят от типа рудогенетического процесса и свойств рудообразующих химических элементов. Сходные схемы формирования рудных залежей и геохимических ореолов присущи каждому из главных гене-

тических типов месторождений: магматическому, послемагматическому, метаморфогенно-гидротермальному, диагенетически-катагенетическому (стратиформному).

Магматические рудообразующие процессы — кристаллизационная дифференциация, ликвация, диффузия в жидкой среде приводят чаще всего к формированию компактных положительных геохимических ореолов вокруг рудных тел. Переходы от рудных тел к положительным ореолам, представленным обычно вкрапленной минерализацией, постепенные. Состав ореолов аналогичен составу руд. Для некоторых магматических рудных формаций предполагается существование отрицательных геохимических ореолов.

Для хромитовых месторождений известны три основные точки зрения на их происхождение [14]: 1) внедрение рудного вещества, обособившегося в верхней мантии, 2) магматическая дифференциация внутри земной коры, 3) автотермическая дунитизация гарцбургитов с освобождением хрома из энстатита и концентрация его в рудных телах. Согласно первой точке зрения, "корни" рудно-магматической системы уходят в мантию. Вторая и третья точки зрения определяют наличие отрицательных геохимических ореолов хрома, которые должны быть представлены соответственно обедненными хромом гарцбургитами и низкохромистыми метасоматическими дунитами.

Формирование медно-никелевых сульфидных месторождений путем ликвации магматических расплавов в пределах рудоносных дифференцированных габбро-норитовых интрузий предусматривает появление зон низких концентраций никеля в более кислых разностях вмещающих пород (лейкократовых габбро, габбро-диоритах). Последние являются отрицательными геохимическими ореолами данной рудной формации. А.П. Лихачев [6] предложил гипотезу фракционного плавления вещества мантии и последовательного выноса в зоны плавления все более магнезиальных расплавов. При этом расплавы, содержащие от 8 до 30% окиси магния, несут сульфидную медно-никелевую минерализацию. В этом случае отрицательные поля медно-никелевых месторождений уходят за пределы земной коры.

Таким образом, одни гипотезы формирования магматических месторождений позволяют выделять отрицательные геохимические ореолы в земной коре, другие — исходят из дифференциации и обособления рудного вещества в верхней мантии. Для выявления отрицательных геохимических ореолов и выяснения источников рудного вещества магматических месторождений нужны объемные геохимические исследования с полным охватом рудоносных интрузивных комплексов.

Послмагматические месторождения характеризуются дифференцированными полиэлементными, преимущественно асимметричными, геохимическими ореолами. Вектор наибольшего градиента содержаний располагается в направлении миграции рудообразующих химических элементов. Вдоль этого вектора последовательно располагаются: отрицательный ореол, рудное тело, положительный ореол. Если положительные ореолы для многих послемагматических рудных формаций достаточно изучены и успешно применяются при поисках

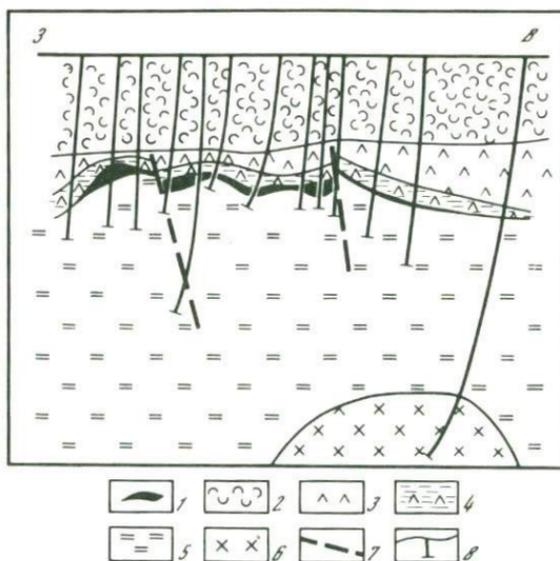


Рис. 1. Схематический геологический разрез Подольского медноколчеданного месторождения (Южный Урал)

1 — рудные тела; 2 — слоистые вулканомиктовые отложения; 3 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого и основного состава; 4 — то же, частично измененные (серцитизированные, эпидотизированные, гематитизированные); 5 — метасоматиты серцит-кварцевые и хлорит-серцит-кварцевые; 6 — кварцевые диориты; 7 — разрывные нарушения; 8 — скважины

новых месторождений, то проблема отрицательных ореолов находится в стадии постановки вопроса. А.А. Беус [1] считает, что многие месторождения редких металлов (олова, молибдена, ниобия и др.) образуются в результате выноса их из гранитов с образованием больших отрицательных геохимических ореолов. Л.Н. Овчинников и Э.Н. Баранов [8] пришли к выводу, что на некоторых уральских колчеданных месторождениях (Красногвардейском, Зюзельском, Гайском) имеются зоны выноса из вмещающих пород меди, цинка и других металлов.

Выполненные подсчеты баланса вещества [11] показали, что на колчеданных месторождениях в пределах ореолов гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород коэффициент компенсации меди не превышает 5%. Следовательно, не менее 95% меди привнесены в этот ореол. Для выявления зон выноса меди нужно искать другие ее источники и расширить объем изучаемых блоков месторождений за пределы метасоматитов.

Изучение геологического строения уральских медноколчеданных месторождений — в частности, разбуривание глубоких горизонтов, показало, что на всех рудных полях имеются кислые породы интрузивного или субвулканического облика — кварцевые порфиры, плагиограниты, кварцевые диориты, представляющие нижнюю часть колчеданных рудно-магматических систем (рис. 1).

В перечисленных породах широко распространены включения базальтов. Тела кислых пород нередко имеют зональное строение:

Таблица 2

Расчет выноса металлов из базальтов при замещении их кислыми породами для земной коры в целом (1) и для Урала (2)

Горные породы	Параметры*	Fe		Cu		Zn	
		1	2	1	2	1	2
Базальты	C	8,56	8,0	$1 \cdot 10^{-2}$	$8,8 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$1,4 \cdot 10^{-2}$
	$\sigma$	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0	3,0
	P	256800	240000	300	264	390	420
Дацинты, кварцевые диориты	C	2,7	3,5	$2 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$
	$\sigma$	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7	2,7
	P	72900	94500	54	49	162	270
	P'	183900	145500	246	215	228	150

\*Параметры: C — содержание (в %): 1 — кларк по А.П. Виноградову, 1962 г.; 2 — региональный кларк для Урала по данным авторов, Т.И. Фроловой [15], В.Ф. Рудницкого [13], всего 600 анализов.  $\sigma$  — объемный вес, т/м<sup>3</sup>; P — масса металла в 1 км<sup>3</sup> породы (в тыс. т.); P' — вынос из 1 км<sup>3</sup> (в тыс.т.).

снизу вверх (от центра к периферии) плагиограниты сменяются кварцевыми диоритами, диоритами или дацитовыми порфиритами, а последние постепенно переходят во вмещающие базальты. Под микроскопом можно наблюдать как в базальтах развиваются пятна и прожилки кислых пород. Эти факты указывают на появление метасоматического замещения при формировании корневых кислых интрузий на колчеданных месторождениях [3, 7]. Метасоматические кислые породы отличаются от магматических неравномерным и повышенным содержанием магния и железа.

Геохимические данные свидетельствуют о резком уменьшении содержаний главных рудообразующих элементов колчеданных месторождений — железа, меди, цинка в кислых разностях интрузивных пород по сравнению с базальтами. При этом достаточно заместить кислыми породами 1 км<sup>3</sup> базальтов, чтобы освободилось количество металлов, достаточное для формирования среднего по размерам колчеданного месторождения (табл. 2). Фактически объемы кислых интрузий, развитых на глубоких горизонтах и флангах колчеданных месторождений Красноуральского, Кировградского, Дегтярского, Баймакского рудных районов, исчисляются десятками кубических километров.

На основании вышеизложенного можно высказать следующую гипотезу механизма образования колчеданных руд и ассоциирующих с ними кислых интрузивных пород. Глубинные флюиды, обогащенные кремнеземом, натрием, серой, проникали по магмоподводящим каналам базальтоидных вулканитов и замещали их устойчивыми в данных условиях кислыми породами субвулканического и гипабиссального облика. В процессе флюидно-магматического замещения освобождалось большое количество железа, меди и цинка. Обогащение последними остаточных флюидов приводило к образованию гидротермальных растворов, из которых отлагались колчеданные

руды. Изложенная гипотеза объясняет связь колчеданных руд с "дифференцированными" вулканоплутоническими комплексами и зависимость их состава от петрохимических особенностей вмещающих пород. В частности, находит объяснение приуроченность залежей медноколчеданных к вулканитам основного состава, медно-цинковых к дифференцированным липарит-дацит-базальтовым комплексам, полиметаллических к существенно кислым вулканитам и вулканогенно-осадочным толщам. Исследованиями Р.И. Луткова установлено, что отношение меди к цинку в медноколчеданных рудах Урала идентично таковому в базальтах. Следовательно, кислые интрузивные и субвулканические тела метасоматического генезиса, развитые в корневых частях колчеданных рудно-магматических систем, мы вправе считать отрицательными геохимическими ореолами колчеданных месторождений. Описанная модель формирования колчеданных залежей приводит к важному практическому выводу — колчеданные залежи можно обнаружить лишь вблизи метасоматических интрузивных и субвулканических тел, установленных или предполагаемых на глубине.

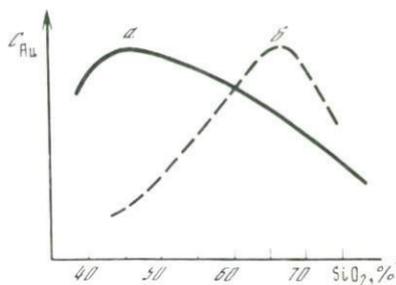
Аналогичный механизм формирования рудных залежей может быть рассмотрен и для других типов послемагматических месторождений. Близкая точка зрения на генезис железорудных месторождений высказана А.М. Дымкиным [4].

Строение геохимических ореолов метаморфогенно-гидротермальных месторождений в принципе аналогично строению ореолов предыдущего типа. Вектор наибольшего градиента содержаний рудных химических элементов направлен из зон высоких ступеней метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой фаций) в зоны низких ступеней метаморфизма (зеленосланцевую фацию). По генетической сущности формирование метаморфогенно-гидротермальных месторождений предполагает существование обширных отрицательных геохимических ореолов, сопряженных с рудными телами и положительными ореолами. Такие примеры описаны В.А. Буряком [2] для золоторудных месторождений, Ю.Д. Панковым [9] для железорудных месторождений.

Выделение и изучение метаморфогенно-гидротермальных месторождений объяснило парадоксальные факты связи рудных месторождений с гранитоидами, в которых содержание данного рудного компонента ниже, чем содержание во вмещающих породах [2, 16] (рис. 2). При формировании палингенных гранитных массивов все химические элементы замещенных вмещающих пород, не вошедшие в состав гранитов, мигрировали за пределы интрузивных тел или в их краевые (апикальные) части, где и образовали повышенные концентрации. Таким образом, гранитные интрузии и фации метаморфизма высоких ступеней представляют отрицательные геохимические поля метаморфогенно-гидротермальных месторождений.

На стратиформных месторождениях диагенетически—катагенетического происхождения (меди, свинца и цинка, барита, флюорита) положительные геохимические ореолы располагаются обычно на выклиниваниях рудных тел, частично в их висячем и лежащем боку. Это

Рис. 2. Принципиальные гистограммы распределения золота в изверженных горных породах (а) и его гидротермально-метаморфогенных месторождениях (б)



объясняется перераспределением рудных компонентов преимущественно внутри определенных слоев, первично обогащенных данным химическим элементом. Отрицательные геохимические поля на месторождениях данного типа пока не изучены. Можно предполагать, что красноцветные фации песчаников являются зонами выноса металлов, накапливающихся в месторождениях медистых песчаников. С целью выявления отрицательных геохимических ореолов на стратиформных месторождениях нужны тонкие геохимические исследования.

Для выяснения состава, строения и границ распространения положительных и отрицательных геохимических ореолов необходимо объемное изучение рудообразующих систем. При этом важно понять геохимию петрогенетического процесса, подсчитать баланс вещества в объемах проявления рудогенерирующих процессов, что позволит обнаружить зоны выноса рудообразующих химических элементов, место и причины их концентрации. Решение этих вопросов обеспечит выявление новых поисковых критериев на скрытые рудные залежи и будет способствовать созданию научной основы теории количественного прогнозирования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного послемагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. 1, с. 178—194.
2. Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения. — Геология руд. месторождений, 1975, N 2, с. 37—46.
3. Гордеева Е.А. О явлениях плагиогранитизации при формировании Красноуральского массива (Средний Урал). — В кн.: Ежегодник Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973, с. 99—102.
4. Дымкин А.М. Петрология и генезис магнетитовых месторождений Тургай. Новосибирск: Наука, 1966. 168 с.
5. Захаров А.А., Захарова А.А. Баланс вещества при формировании сульфидных медно-никель-кобальтовых месторождений Южного Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудоносность Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1975, с. 200—215.
6. Лихачев А.П. Условия формирования и прогнозирования медно-никелевых месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ЦНИГРИ, 1977. 45 с.
7. Малахова Л.В., Чурилин Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их коагматиты в Тагильском прогибе (Средний Урал). — В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1972, с. 33—75. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 93).

8. *Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н.* Первичные геохимические ореолы и вопросы генезиса колчеданных месторождений. — В кн.: Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Свердловск, 1978, с. 56—62. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 132).
9. *Панков Ю.Д., Барабашкина Г.М.* Закономерности формирования и размещения месторождений магнетитовых руд тараташского мигматитового комплекса. — В кн.: Метасоматические железистые кварциты. Свердловск, 1979, с. 34—44. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 142).
10. *Прокин В.А., Исмагилов М.И., Захаров А.А.* Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения: Докл. сов. геологов на 26-й сес. МГК. М.: Недра, 1968, с. 123—135.
11. *Прокин В.А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
12. *Прокин В.А.* Околорудные метасоматиты и баланс вещества на медноколчеданных месторождениях (на примере Южного Урала). — В кн.: Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Свердловск, 1978, с. 41—55. (Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР; Вып. 132).
13. *Рудницкий В.Ф.* О новом типе метаморфических изменений пород на Уральских колчеданных месторождениях. — Докл. АН СССР, 1981, т. 260, N 2, с. 440—443.
14. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 520 с.
15. *Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Геосинклиальный вулканизм. — М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
16. *Щербаков Ю.Г.* Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 266 с.

УДК. 553.84.092.1(470.55/.57)

*В.И. Сначев, С.Е. Знаменский*

#### **СВЯЗЬ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ С ТЕПЛОВЫМ ПОЛЕМ АХУНОВО-КАРАГАЙСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Ахуново-Карагайская гранитная интрузия с прилегающими к ней вулканогенно-осадочными породами расположена в северной части восточного крыла Магнитогорского мегасинклинория. Сложен участок девонскими и нижнекаменноугольными вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, простирающимися в субмеридиональном направлении (рисунок).

Нижнекаменноугольные филлитовые и зеленые сланцы выходят на востоке района. К западу они последовательно сменяются сначала нижнедевонскими андезито-базальтами, затем среднедевонской базальт-андезит-дацит-липаритовой толщей и, наконец, флишоидными кремнисто-обломочными породами верхнего девона и известняками нижнего карбона. К западу от интрузии в зоне Агыро-Буйдинского разлома развиты более древние кремнистые породы и диабазы силура, прорванные многочисленными дайками габбро-диабазов, габбро-диоритов, гранит-порфиров [5].

В плане Ахуново-Карагайский массив состоит из двух частей, соединенных узкой перемычкой. Западную часть принято называть Ахуновским массивом, а восточную — массивом Уйского Бора. Между ними расположен Петропавловский массив диоритов (см. рис.). Ахуново-Карагайский массив неоднороден по составу. Его слагают многочисленные петрографические разности пород, среди которых

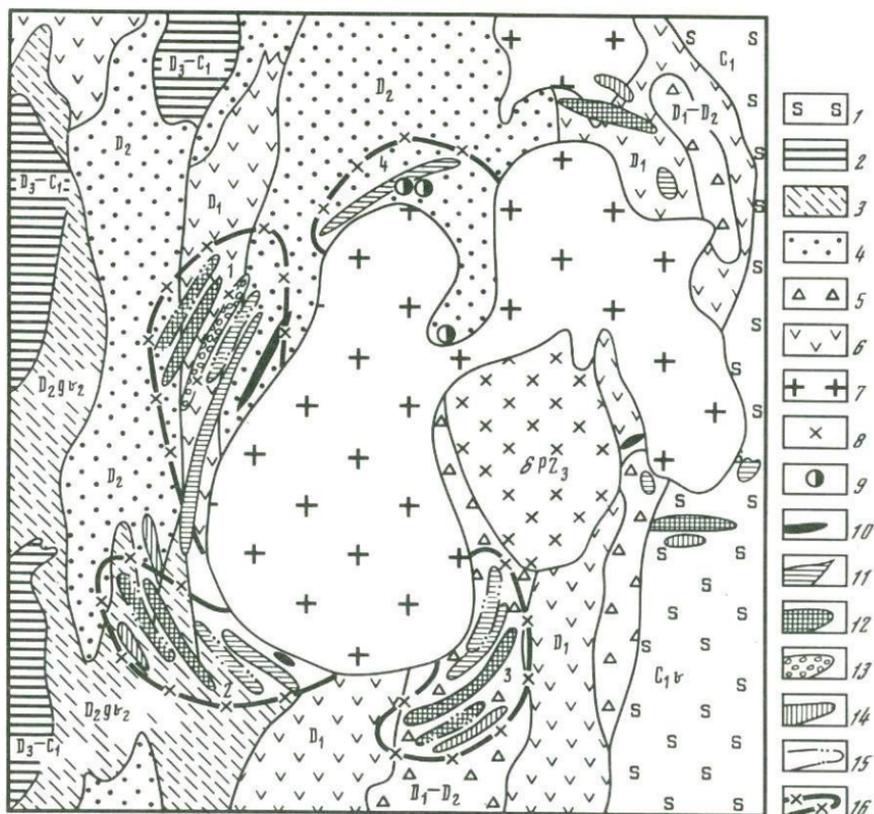


Схема геологического строения территории, прилегающей к Ахуново-Карагайскому гранитному массиву, с элементами динамики тепловых полей

1 — филлитовые и зеленые сланцы; 2 — флишоидные кремнисто-терригенные породы; 3 — осадочно-вулканогенные породы; 4 — базальт-андезит-дацит-липаритовые породы; 5 — туфогенные песчаники с прослоями базальтов; 6 — андезито-базальтовые породы; 7 — граниты; 8 — диориты; 9 — сильно-преобразованные колчеданные месторождения и рудопроявления; 10—14 — зоны изотермической стабилизации ( $^{\circ}\text{C}$ ): 10 — 600, 11 — 500, 12 — 350, 13 — 400, 14 — 250; 15 — зоны изотермической стабилизации, вынесенные с глубины 2,5 км (знак внутри аналогичен срезу 0 км); 16 — рекомендуемые участки на поиски оруденения; 1 — Буйдинский, 2 — Карагайский, 3 — Северо-Куросанский, 4 — Таш-Ярский

наиболее широко распространены микроклиновые, плагиоклазовые и пегматоидные граниты [5,6]. Главная роль принадлежит нормальным микроклиновым гранитам. Возраст массива, по радиологическим данным, датируется рубежом среднего и верхнего карбона.

По периферии Ахуново-Карагайского массива известно значительное количество связанных с ним редкометалльных (вольфрамовых и других) рудопроявлений, сосредоточенных большей частью на Буйдинском участке, примыкающем к интрузивному телу с северо-запада. Кроме того, на Таш-Ярском участке (северная часть экзоконтакта) известны одноименное колчеданно-полиметаллическое месторождение, испытавшее значительное переотложение рудного вещества [3,7], и ряд сходных по составу рудопроявлений.

Геохимические работы, проведенные на перечисленных участках в разное время Г.Н. Засухиным, Я.Я. Вацлером, Б.Г. Галиуллиным, В.А. Гавриловым, С.Б. Яцининым [7] и другими исследователями, подтвердили высокую перспективность этих участков на обнаружение оруденения. Было установлено, что на Буйдинском участке максимумы геохимических аномалий вольфрама, цинка, свинца, меди и некоторых других металлов простираются в субмеридиональном направлении и, что очень важно, имеют строгую последовательность расположения по отношению к контакту гранитного массива. На Буйдинском участке были выявлены рудопроявления, которые можно разделить на две группы. Первая, наиболее удаленная от контакта Ахуново-Карагайского массива, приурочена к зоне субмеридионального разлома (Ганеевское, Воронцовское, Белая жила, Игнатъевское и другие), вторая расположена либо в восточной части габброидной интрузии, либо в зонах расланцевания среднедевонских вулканогенных пород, вмещающих гранитный массив (Пиктау, Ахуновское, Острая горка, Арсламбаевское и др.). Важно отметить, что почти ни одно рудопроявление первой группы не содержит шеелит, тогда как в рудопроявлениях второй группы шеелит развит очень широко. При продвижении от второй группы рудопроявлений к первой более значительными становятся аномалии цветных металлов, в первую очередь цинка и меди. Таш-Ярский участок, по данным геохимического опробования, наиболее перспективен на обнаружение перетолженных полиметаллических руд, что доказывается высокими значениями аномалий цинка, меди и свинца. По всему участку отмечается резкое преобладание аномалий цинка над аномалиями меди и свинца. Особенно четко подобная закономерность прослеживается на Таш-Ярском месторождении и в расположенном в 1—1,5 км восточнее рудопроявлении Мартын. Простирание аномалий двоякое — отмечены как субмеридиональные, так и субширотные направления. Аномалии рудных, в особенности цветных, металлов отмечены на Карагайском и Северо-Курсанском участках, примыкающих к южному окончанию Ахуновского массива.

Для установления связи между геохимическими ореолами и тепловым полем Ахуново-Карагайского массива нами было предпринято изучение температурного режима формирования поля с помощью метода объемного моделирования на ЭВМ, сущность которого изложена в работах Ю.И. Демина, В.Г. Золотарева, М.С. Красса [1, 2]. Исходные данные для расчета, а также динамика кристаллизации и эволюция теплового поля Ахуново-Карагайского массива рассмотрены ранее в статье Ю.И. Демина, В.И. Сначева [3], поэтому в данной работе мы остановимся лишь на металлогенических аспектах проблемы.

При сопоставлении данных геохимических исследований рассматриваемой территории и результатов математического моделирования было установлено, что максимумы геохимических ореолов Буйдинского, Таш-Ярского и других участков строго ложатся в зоны изотермической стабилизации температур 350—550°С. Принципиальная возможность отложения оруденения в зонах термостатирования дока-

зана в работах Ф.А. Летникова, В.А. Нарсеева [4], Ю.И. Демина, В.Г. Золотарева [1] и др.

Буйдинский и Карагайский участки приурочены к зоне Агыро-Буйдинского разлома, вытянутой в меридиональном направлении. Положение участков предопределило и весьма специфическую историю их теплового развития, заметно отличающуюся от истории развития других участков. Наличие на Буйдинском участке многочисленных зон стабилизации температур делает эту область очень перспективной на выявление оруденения. Интервал времени стабилизации изотерм 600 и 500°С охватывает 350—850 тыс. лет с момента внедрения расплава, тогда как для изотерм 400, 350 и 250°С он несколько иной: 550—1350 тыс. лет. Важно отметить, что если несколько зон стабилизации пространственно близки и имеют приблизительно равный временной интервал, то вся область между ними характеризуется стабильными значениями промежуточных температур. В данном случае вся область между зонами стабилизации изотерм 250 и 500°С наиболее перспективна на обнаружение оруденения, и не случайно все шеелитовые и другие редкометалльные рудопроявления Буйдинского участка лежат в пределах указанной области.

Объемное моделирование теплового поля Ахуново-Карагайского гранитоидного массива позволило не только выделить перспективные участки на поиски оруденения, но и выявить оптимальные глубины его нахождения, а также элементы залегания.

Примером тому может служить объемное изучение динамики теплового поля на Буйдинском участке. Здесь на горизонте 0 км (современный эрозионный срез) зона изотермической стабилизации температуры 500°С тянется вдоль контакта гранитного массива на 16 км (см. рис. 1). Для более низких температур протяженность зон стабилизации уменьшается. Так, для температуры 400°С она не превышает 10 км, а для температуры 350°С — 7 км. Изотермы 250 и 120°С развивались во времени монотонно и не имели на данном участке каких-либо зон стабилизации. Это говорит об уменьшении перспективности площадей участка с удалением от контакта массива. С глубиной продолжительность и протяженность зон стабилизации закономерно меняются. Важно отметить и северо-западный эксцентриситет зон стабилизации с глубиной по отношению к современному эрозионному срезу. В среднем на глубине 2,5 км они смещены уже на 1—1,2 км к северо-западу. Такое развитие теплового поля с глубиной позволяет ожидать на Буйдинском участке минерализованные системы трещин субмеридионального простирания с крутым (55—70°) запад-северо-западным падением. Термоупругие напряжения могли породить здесь системы трещин, ортогональные к рассмотренным выше трещинам с субширотным простиранием. Сближенность зон термостатирования для разных температур различных глубинных срезов могла привести к телескопированности редкометалльного оруденения на участке (особенно в приближенных к массиву частях Буйдинского участка). С глубиной длительность существования зон стабилизации изотерм 350, 400 и 500°С меняется. Наибольшая длительность 1—1,5 млн. лет наблюдается на глубинах порядка 700—1200 м. Этот интервал глу-

бинности, видимо, наиболее перспективен на обнаружение оруденения. В целом, редкометальное оруденение Буйдинского участка на срезе 0 км представляет, вероятно, верхние части минерализованной зоны, перспективность которой с глубиной возрастает.

На Таш-Ярском участке максимумы геохимических ореолов приурочены к расположенным здесь колчеданно-полиметаллическим объектам [7]. Выше нами отмечалось [3], что Таш-Ярское месторождение почти полностью регенерировано под действием высокотемпературного теплового поля Ахуново-Карагайского массива, и лишь продолжительно существовавшая на месторождении зона стабилизации температур 450—500°С не позволила всему рудному веществу рассеяться во вмещающие породы, но обусловила его переотложение на ранее сформированные руды. Небольшие скопления переотложенных руд могли образоваться и на контакте миндалекаменных базальтовых порфиритов с подстилающей кислой толщей, что подтверждается и данными геохимического опробования.

Развитие теплового поля на Карагайском участке сходно с развитием поля Буйдинского участка. Отличие заключается в заметно меньших значениях температур в пределах поля Карагайского участка, где зона стабилизации изотермы 600°С совсем не проявилась, а зона стабилизации изотермы 500°С выражена несколько слабее, чем на Буйдинском (см. рис. 1).

Северо-Куросанский участок характеризуется оригинальной историей теплового развития. В отличие от Буйдинского, на Северо-Куросанском участке зоны изотермической стабилизации для разных температур с глубиной смещались в разные стороны. Так, если для температуры 500°С смещение произошло в сторону контакта гранитного массива, то для температуры 350°С — на юго-восток от него. Поэтому на Северо-Куросанском участке можно ожидать системы зон минерализации с различными углами падения. В приконтактовой части падение минерализованных зон должно быть северо-западным, а в удаленных — юго-восточным. Незначительные смещения зон стабилизации с глубиной позволяют говорить о более крутых углах падения, чем на Буйдинском участке. Наиболее перспективными на обнаружение редкометалльных руд на Северо-Куросанском участке являются глубины порядка 400—1000 м, что связано с очень большой длительностью сохранения на этих глубинах теплового поля. Температура 500°С, например, сохранялась постоянной на глубине 800 м от современного эрозионного среза в течение 1,7 млн. лет; температура 350°С просуществовала несколько меньший интервал времени, охватывающий 1,0 млн. лет. На глубинах, превышающих 1 км, перспективность участка на обнаружение оруденения резко снижается. Это проявляется в уменьшении не только длительности стабилизации температур с глубиной, но и размеров и площадей их локализации.

Несколько рудных объектов расположено вне зон термостатирования Ахуново-Карагайского массива. Они либо расположены вне зоны его влияния, либо связаны, вероятно, с Воронинским гранитным массивом, расположенным севернее массива Уйского Бора, тепловое поле которого не рассчитывалось. По периферии Ахуново-

Карагайского массива, кроме перечисленных, выявились еще некоторые участки, в пределах которых установлены крупные зоны термостатирования, что делает их весьма перспективными на поиски скрытого оруденения. На этих участках в ближайшее время необходимо провести геохимические исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Демин Ю.И., Золотарев В.Г. Зоны изотермической стабилизации в градиентных полях гранитоидных тел и возможности прогноза выявления в них рудных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1980, N 5, с. 3—17.
2. Демин Ю.И., Красс М.С., Яковлев Г.Ф. Исследования динамики становления магматических тел в рудных районах методом объемного моделирования на ЭВМ. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, N 1, с. 3—18.
3. Демин Ю.И., Сначев В.И. Тепловые поля Ахуновского гранитного массива и закономерности размещения в них оруденения. — Докл. АН СССР, 1981, т. 261, N 1, с. 152—156.
4. Летников Ф.А., Нарсеев В.А. Термостатирование природных систем и его роль в геологических процессах. — В кн.: Физико-химическая динамика процессов магматизма и рудообразования. Новосибирск: Наука, 1971, с. 205—212.
5. Сопко П.Ф., Салихов Д.Н. Интрузивный магматизм башкирской части Магнитогорского метасинклиналия. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1969, N 2, с. 3—15.
6. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 288 с.
7. Яцинин С.Б. Таш-Ярское сульфидное рудопроявление. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия сульфидных месторождений Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1970, вып. 10, с. 135—141.

УДК 553.26+550.42.84

*Е.В. Черняев, Е.И. Черняева*

#### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ДАЕК КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ УРОВНЯ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА

Проблеме оценки уровня эрозионного среза рудных месторождений посвящены многочисленные работы советских и зарубежных исследователей. В качестве критерия оценки используется зональность рудных тел, околорудно измененных пород, типоморфных особенностей минералов, геохимических ореолов. Публикации, посвященные вертикальной зональности даек, практически отсутствуют. Имеются лишь работы по поперечной зональности сложных даек. Не проводились и исследования геохимической зональности даек с целью ее использования в качестве критерия оценки уровня эрозионного среза рудных месторождений. Освещая эту проблему на примере одного из золоторудных полей Сибири, авторы особое внимание уделили описанию истории возникновения зональности даек на магматическом и постмагматическом этапах, учитывая особую актуальность этого вопроса.

Рассматриваемое рудное поле располагается в краевой части офиолитового пояса в пределах синклинойной зоны Салаирско-Кузнецкой геосинклинальной системы. Структурно-формационная зона выполнена карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами и

относится к зонам салаирской консолидации. Вулканогенно-осадочные породы, слагающие рудное поле, собраны в асимметричную брахианتيклинальную складку, осложненную более мелкими пликативными структурами.

Дизъюнктивные дислокации в рудном поле проявились в формировании четырех основных систем сместителей: субмеридиональной, субширотной, северо-западной и северо-восточной. Субмеридиональные дизъюнктивы представлены трещинами отрыва, образующими зону раздвига с амплитудой около 6 км на 15 км ширины рудного поля. Они залечены дайками основного состава. Субширотные дизъюнктивы представлены структурами отслоения, развивающимися в замке складки, осложненными трещинами скальвания и надвиговыми швами. Они вмещают наиболее крупные золоторудные жилы и силлы диоритовых порфириров. Северо-восточные и северо-западные дизъюнктивы являются сколовыми трещинами II порядка, образовавшимися в результате перемещения блоков по субмеридиональным и субширотным разрывам. Большинство рудных жил приурочено к этой системе трещин.

Месторождения рудного поля относятся к умеренно сульфидной формации (по Н.В.Петровской [3]) и представлены золото-кварцево-сульфидными жилами с околорудными березито-лиственитами. Руды слагаются в основном кварцем (50—95%), пиритом, галенитом, сфалеритом, арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом и золотом.

Формирование гидротермальных образований в рудном поле происходило в две стадии минералообразования. В раннюю стадию по дайкам габбро-диабазов происходило образование калиево-натриевых метасоматитов, а в трещинах вулканогенно-осадочных пород развивались альбититы и сопутствующие им кварц-альбитовые жилы с гидрослюдисто-тремолитовыми околужильными породами. В позднюю стадию образовались березито-листвениты с сопряженными рудами. Золотое оруденение наложено на кварц-альбитовые жилы.

Месторождениям рудного поля свойственна двухстадийная прямая зональность с элементами обратной в распространении парагенезисов минералов. Зональность рудных тел и околорудных пород проявляется также в геохимических полях. Рудные тела характеризуются следующим рядом зональности эндогенных геохимических ореолов, усложненных в корневых частях месторождений зонами выноса и переотложения:  $Va - Cu - Pb - Ag - Au - Zn - As - Co - V - Ni - Cr$ .

Для рудного поля установлена горизонтальная зональность, заключающаяся в увеличении относительного уровня эрозионного среза отдельных рудных участков с востока на запад.

Дорудные дайки в рудном поле занимают секущее положение по отношению к рудным телам. Для них характерны слабые и маломощные околорудные минералогические и геохимические ореолы. Большая часть исследуемой территории покрыта курумником, состоящим из пород даек, что не позволяет без проведения горных работ производить оценку уровня эрозионного среза отдельных

участков по известным критериям. Это определило необходимость разработки критериев оценки уровня эрозионного среза по составу элювиально-делювиальных отложений даек.

Интрузивные образования рудного поля относятся к габбро-плаггиогранитной формации (по Ю.А. Кузнецову [2]). Они слагают небольшие массивы и многочисленные дайки. Дайки формируют крутопадающие тела мощностью 30—50 м (до 200 м) и протяженностью до нескольких километров, и локализуются в четыре субмеридиональных дайковых пояса, состоящих, в свою очередь, из нескольких пучков даек, разветвляющихся вверх.

Интрузивные образования рудного поля подразделяются на две группы: габбро-диабазы и диабазового порфирита. К группе габбро-диабазы относятся среднезернистые, мелкозернистые, порфирировидные и слабопорфирировидные породы. Формирование интрузивных пород группы габбро-диабазы на магматическом этапе происходило путем многократного поступления порций расплава из магматического очага. Это привело к образованию сложных дайковых тел многократного внедрения, состоящих более чем из 10 генераций даек близкого состава. Вначале происходило формирование массивов и мощных даек среднезернистых габбро-диабазов, затем — маломощных даек мелкозернистых пород. Становление первых порций расплава шло с участием магматического замещения. Об этом свидетельствуют перемещенные ксенолиты доинтрузивных даек и вмещающих пород в телах габбро-диабазов. Последующие порции расплава формировались в центральных частях ранее образованных дайковых тел. Образование этих даек происходило вслед за становлением ранних порций расплава через небольшой интервал времени, в течение которого их центральные части оставались еще горячими, поэтому зоны закалки внутренних даек имеют очень маленькую мощность. Первичное залечивание магмоподводящих разрывов мелко-среднезернистыми габбро-диабазами привело к формированию промежуточного очага, где шло образование протоматических кристаллов. Поэтому более поздние дайки порфирировидных и слабопорфирировидных габбро-диабазов характеризуются постоянным присутствием фенокристаллов и протокристаллов плагиоклаза, пироксена, реже оливина.

Завершается становление интрузивного комплекса образованием даек группы диабазового порфирита, которые распространены в рудном поле в значительно меньшем количестве. Дайки диабазовых порфиритов являются внутриминерализационными: они пересекают дайки габбро-диабазов и продукты ранней стадии минералообразования и, в свою очередь, пересекаются рудными прожилками и изменяются до лиственитов.

История становления даек на магматическом этапе нашла свое отражение в их геохимических особенностях. В процессе магматической эволюции более поздние генерации габбро-диабазов обогащаются кальцием, магнием, медью, свинцом, хромом, никелем, ванадием, кобальтом, барием и золотом. Тенденция накопления хрома, ванадия, меди, бария, золота и частично свинца сохраняется при формировании самых поздних даек диабазового порфирита.

На фоне этих общих закономерностей эволюции химизма интрузивных пород рудного поля наблюдаются свои особенности при формировании многократных дайковых тел. Для генераций мелко-среднезернистых габбро-диабазов характерно относительное постоянство химического состава. Мелкозернистые габбро-диабазы отличаются от среднезернистых более высоким содержанием кремния, калия, серы и золота. В порфиридных и слабопорфиридных породах поздние генерации обогащены свинцом, медью, ванадием, кобальтом, титаном, железом, кальцием. Слабопорфиридные габбро-диабазы, в отличие от порфиридных, в большем количестве содержат барий, хром, никель и золото.

Различная структурная подготовленность площади поля наряду с условиями формирования интрузивного комплекса послужила причиной закономерного размещения разновозрастных групп и генераций пород. На нижних уровнях глубокозакрытых месторождений преобладают сложные дайки многократного внедрения. По восстанию они расщепляются на отдельные дайковые тела, количество генераций даек в многократных телах уменьшается. Кверху уменьшается количество порфиридных габбро-диабазов по сравнению со среднезернистыми, в породах уменьшается количество протокристаллов. Дайки диабазовых порфиритов на верхних горизонтах месторождений практически не встречаются.

Дайки месторождений обладают вертикальной геохимической зональностью (табл. 1). Для ее характеристики рассчитаны ряды зональности элементов-индикаторов по методу показателей зональности [1] на основе среднеарифметических содержаний элементов-примесей в неизмененных дайках. Для средне-мелкозернистых габбро-диабазов выявлен следующий ряд (сверху вниз): Pb — Zn — Cu — Au — Co — V — Cr — Ni. Порфиридные габбро-диабазы характеризуются похожим рядом зональности: Au — Zn — Pb — Cu — Cr — Co — Ni — V. Ряды зональности элементов-индикаторов даек имеют общие черты с рядом зональности геохимических ореолов месторождений данного рудного поля: элементы группы железа составляют во всех случаях правую часть ряда. В то же время, последовательность размещения меди, свинца и цинка в рассматриваемых рядах является противоположной. Таким образом, уже в магматическом этапе, по-видимому, посредством трансмагматических флюидов осуществляется дифференциация элементов-примесей в расплаве, имеющая общие и отличительные черты с таковой в постмагматическом этапе.

Относительное увеличение с глубиной в дайковых пучках даек поздних генераций нашло отражение в их геохимической зональности. В пучках, как и в отдельных дайках, с глубиной увеличивается содержание хрома, никеля, ванадия, кобальта, а также существенно возрастает среднее содержание в породах свинца, реже цинка и золота. Эта же закономерность проявляется в направлении от восточного к западному интрузивному поясу рудного поля, что подтверждает его ранее выявленную зональность.

Сравнительный анализ геохимических особенностей даек, распространенных в пределах месторождений, на их флангах и за пределами

Таблица 1

Среднее содержание элементов-индикаторов (в  $\mu \cdot 10^{-3}$ , %) на разных уровнях необразованных даек золоторудных месторождений рудного поля

Состав даек	Ba	Cu	Pu	Ag	Zn	V	Ni	Cr	Co	Au · 10 <sup>-7</sup> , %
Среднезернистые и мелкозернистые габбро-диабазы										
нижний	21	1,6	0,4	0,05	3	4,6	1,1	1,5	1,2	1,7
средний	13	4,4	0,8	—	7	3,6	0,7	1,2	1,2	5,0
верхний	18	1,6	0,9	—	8	2,8	0,2	0,8	1,2	1,1
Порфирировидные габбро-диабазы										
нижний	20	2,6	0,2	—	2	3,7	0,2	1,1	0,7	2,8
средний	18	2,4	0,9	0,06	5	3,4	0,6	7,0	2,0	1,2
верхний	18	1,8	0,6	0,07	5	4,3	0,1	1,1	0,9	11,4
Диабазовые порфириты										
нижний	17	1,1	0,4	—	3	4,2	1,3	2,5	1,0	4,6
средний	11	7,4	0,6	—	7	4,2	1,4	2,4	1,2	4,3

Примечание. Все элементы определялись методом полуколичественного спектрального анализа; золото в породах определялось методом пленочной полярографии из навески 10 г.

Таблица 2

Среднее содержание элементов-индикаторов (в  $\mu \cdot 10^{-3}$ , %) в необразованных дайках разных зон рудного поля

Состав даек и зоны, содержащие дайки	Ba	Cu	Pb	Ag	Zn	V	Ni	Cr	Co	Au · 10 <sup>-7</sup> , %
Среднезернистые и мелкозернистые габбро-диабазы										
месторождения	16	2,0	0,5	—	5	3,8	1,3	2,4	1,1	3,3
фланги рудных участков	11	5,4	1,1	0,07	11	6,5	1,2	0,9	1,6	1,7
безрудные участки	11	6,2	0,8	—	10	5,0	3,7	1,5	2,2	1,6
Порфирировидные габбро-диабазы										
месторождения	18	2,1	0,4	0,04	3	3,9	1,9	3,3	1,0	3,4
фланги рудных участков	11	9,0	1,0	—	9	5,4	4,6	3,3	1,7	1,1
безрудные участки	11	6,6	1,0	—	10	3,8	3,6	2,3	1,8	2,5
Диабазовые порфириты										
месторождения	18	3,5	0,7	0,07	5	5,1	1,5	3,4	1,0	4,0
фланги рудных участков	15	10,0	0,6	—	10	6,5	0,8	1,0	0,8	2,9
безрудные участки	12	5,1	0,8	—	5	5,6	1,8	2,1	1,4	2,1

рудных участков, показал, что они имеют определенные отличия (табл. 2). Интрузивные породы месторождений относительно обогащены золотом, хромом, барием и обеднены медью и цинком. Таким образом, уже на магматическом этапе происходит различная дифференциация вещества при становлении дайковых пучков многократного внедрения на потенциально рудных и безрудных участках. Выявленные геохимические различия необразованных дайковых пород позволяют использовать их как при поисках новых рудных участков в районе, так и при оценке уровня эрозионного среза известных объектов.

Определяющую роль при формировании геохимической зональности даек сыграли проявившиеся в них процессы щелочного метасоматоза. Гидротермально-измененные породы развиваются по дайкам группы габбро-диабазы, используя их центральные горячие части как тепловые флюидопроводники (по Г.Л. Поспелову [4]). По направлению от центральных частей к зонам закалки интенсивность преобразований уменьшается. Средние части интрузивных тел целиком подвергаются замещению, а в эндоконтактных зонах даек наблюдаются лишь прожилки гидротермалитов, формирующихся как метасоматическим путем, так и в результате выполнения контракционных трещин. То же самое происходит и по восстанию даек. При этом снизу вверх происходит смена состава метасоматитов от натриевых к калиевым через калиево-натриевые.

Трем типам щелочных метасоматитов в дайках габбро-диабазов соответствуют три уровня золоторудных месторождений во вмещающих вулканогенно-осадочных породах. Верхнерудному уровню месторождений соответствует зона калиевых метасоматитов, на средних горизонтах месторождений в дайках проявлены калиево-натриевые метасоматиты, а нижнему уровню месторождений соответствуют натриевые метасоматиты по габбро-диабазам. Рассмотрим строение поперечных метасоматических колонок щелочных метасоматитов разного состава.

Колонка натриевых метасоматитов состоит из внутренней эпидот-альбитовой зоны, промежуточной буророговообманково-эпидот-альбитовой и внешней — буророговообманковой. Во внешней зоне происходит двукратное накопление магния, а во внутренней — устанавливается привнос натрия и кремнезема. Метасоматическая зональность пород определяется последовательным переходом в подвижное состояние таких виртуальных инертных компонентов, как магний, кальций, железо при подвижном поведении воды, углекислоты, серы и натрия в растворах. Мощности внутренних зон преобладают над мощностями внешних. Постоянный состав минералов внутри зон и относительное накопление магния в буророговообманковой зоне по сравнению с другими зонами и исходными породами свидетельствует об инфильтрационной природе метасоматоза. Влияние холодной зоны закалки в период образования буророговообманковых пород проявляется в усложнении изотермической колонки реакционными преобразованиями минералов — титанистая роговая обманка обрастает с краев гастингситом.

На уровне интенсивного натриевого метасоматоза преобразованиям подвергаются и экзоконтактные части даек. При этом в известково-глинистых сланцах образуются гранат-пироксен-эпидотовые метасоматиты, а в углеродисто-кремнистых сланцах — кварц-микроклин-авгитовые метасоматиты с пирротинном, сопровождающиеся ореолом графитизации.

Поперечная колонки калиевых метасоматитов состоит из двух зон: хлоритовой и хлорит-микроклиновой. Кроме метасоматических зон в верхней части колонки щелочных метасоматитов постоянно фиксируются жилы и прожилки пирит-эпидот-микроклинового, реже эпидот-микроклинового состава. Они сопровождаются околожильной хлоритизацией калишпатизированных пород. Образование метасоматитов происходит в результате инфильтрации растворов, пересыщенных калием и железом, вверх и в стороны контактов даек и определяется последовательным переходом в подвижное состояние железа и кальция при подвижном поведении воды, серы и калия в растворах.

В результате эволюции растворов от натриевых к калиевым в средней части колонны образуется переходная зона калиево-натриевых метасоматитов. Минеральные ассоциации этой зоны состоят из минералов натриевых и калиевых метасоматитов, а также включают обыкновенную роговую обманку и актинолит-тремолит. Градиент температуры при формировании поперечной колонки на этом уровне проявился в замещении амфиболов внешней зоны хлоритами.

Изучение геохимических особенностей щелочных метасоматитов позволило установить закономерности миграции элементов-примесей в породах различных зон метасоматитов (рис. 1, 2). Для внутренних зон натриевых метасоматитов установлен вынос по сравнению с исходными габбро-диабазами золота, свинца, меди, никеля при незначительном балансе других элементов. В буророговообманковой зоне фиксируется накопление этих же элементов. Пирит-эпидот-микроклиновые жилы характеризуются повышенными по сравнению с габбро-диабазами содержаниями свинца и меди и несколько более низкими значениями содержаний золота и элементов группы железа (хром, никель, кобальт, ванадий). Незначительный привнос свинца и меди наблюдается и в хлорит-микроклиновой зоне калиевых метасоматитов.

Расчет баланса элементов-примесей при метасоматозе свидетельствует о выносе рудогенных элементов из габбро-диабазов и их перетолжении в экзоконтактах даек в зонах графитизации и пирротинизации и в экзоконтактных фациях метасоматитов, где они в дальнейшем участвуют в формировании продуктивных минеральных ассоциаций поздней стадии.

Геохимическая зональность поперечных метасоматических колонок складывается в геохимическую зональность колонны щелочных метасоматитов в отдельной дайке габбро-диабазы, а затем и дайкового пучка в целом.

Надрудному — верхнерудному уровню месторождений соответствует зона затухающих калиевых метасоматитов в габбро-диабазе. Слабая интенсивность гидротермальных преобразований отражается в

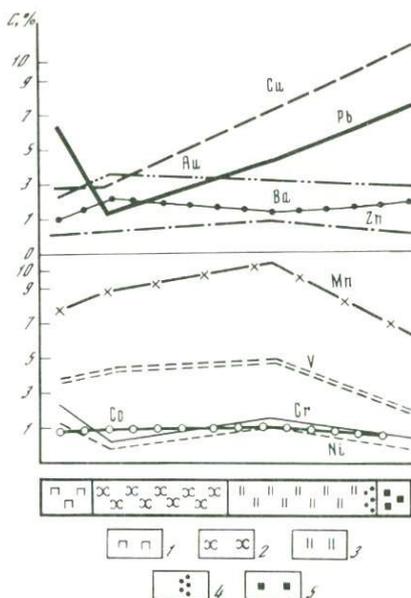
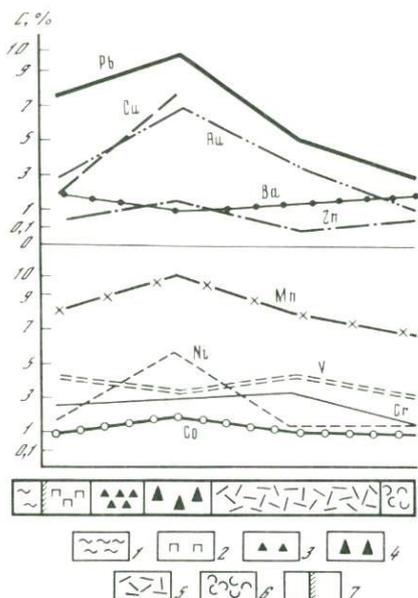


Рис. 1. Поведение элементов-примесей при образовании натриевых метасоматитов в дайке порфировидных габбро-диабазов

1 — углеродисто-кремнистые сланцы; 2 — порфировидный габбро-диабаз; 3—6 — зоны: 3 — гастигсит-буророговообманковая, 4 — буророговообманковая, 5 — буророговообманково-эпидот-альбитовая, 6 — эпидот-альбитовая, 7 — контакт дайки

Содержание элементов-примесей (С, %): Ва, Мп, Zn, —  $n \cdot 10^{-2}$  Cu, Co, V, Ni, Cr —  $n \cdot 10^{-3}$ , Pb —  $n \cdot 10^{-4}$ , Au —  $n \cdot 10^{-7}$

Рис. 2. Поведение элементов-примесей при образовании калиевых метасоматитов в дайке порфировидных габбро-диабазов

1 — порфировидный габбро-диабаз; 2 — хлоритовая зона; 3 — хлорит-микроклиновая зона; 4 — хлоритизированная порода; 5 — пирит-эпидот-микроклиновые метасоматиты

Содержание элементов-примесей (С, %): Ва, Мп, Zn —  $n \cdot 10^{-2}$ , Cu Co, V, Ni, Cr —  $n \cdot 10^{-3}$ , Pb —  $n \cdot 10^{-4}$ , Au —  $n \cdot 10^{-7}$

несущественном привносе в интрузивные породы свинца и меди. Верхнерудный уровень месторождений характеризуется уже значительным привносом этих элементов (рис. 3). С глубиной в преобразованных дайках уменьшается содержание никеля, кобальта и хрома. В нижнерудных частях месторождений в дайках наблюдается содержание хрома, ванадия, никеля, меди, кобальта, а также свинца и частично меди и золота. Это объясняется значительным развитием на нижних горизонтах месторождений внешних буророговообманковых зон натриевых метасоматитов, характеризующихся накоплением перечисленных элементов (см. рис. 1). Поэтому оценка уровня эрозионного среза месторождений по геохимическим данным без учета минералогического состава пород может производиться только для верхне-среднерудного уровня месторождений. Наиболее контрастно на этом уровне уменьшается с глубиной мультипликативный коэффициент  $K = Cu \cdot Pb / Cr \cdot Ni$ . Величина коэффициента меняется от 3—15 на верхних горизонтах месторождений до 0,02—0,8 на средних и нижних.

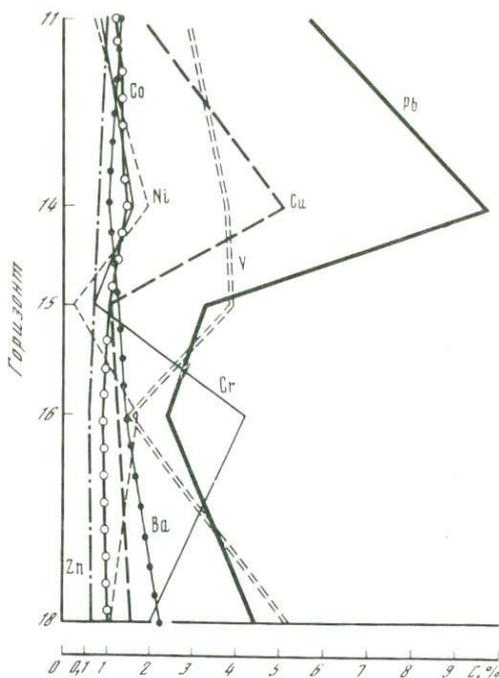


Рис. 3. Вертикальная геохимическая зональность даек золоторудного месторождения, подверженных щелочному метасоматозу

Содержание элементов-примесей (C, %): Ba, Zn —  $\cdot 10^{-2}$ , Cu, Co, V, Ni, Cr —  $\cdot 10^{-3}$ , Pb —  $\cdot 10^{-4}$

Таким образом, геохимическая зональность даек рудного поля определяется особенностями размещения различных типов щелочных метасоматитов, первичномагматическими неоднородностями пород, а также проявлением в них околорудных геохимических ореолов. Характерно, что и на магматическом этапе, и при формировании щелочных метасоматитов, и при рудообразовании основные закономерности геохимической зональности даек не только сохраняются, но и становятся более выраженными. Основным критерием оценки уровня эрозионного среза по геохимическим особенностям даек является соотношение в них содержаний халькофильных и сидерофильных элементов, изменяющееся с глубиной.

Детальные литогеохимические исследования, проведенные по элювию—делювию даек в рудном поле, позволили выявить закономерности его зональности и оценить относительный уровень эрозионного среза отдельных участков. Геохимическая зональность даек является одним из критериев, учитываемых при составлении карты прогноза рудного поля.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
2. Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 387 с.
3. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 330 с.
4. Поспелов Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников. — Геология и геофизика, 1963, N 3, с. 18—39; то же, N 4, с. 24—41.

УДК 550.84

*Е.Д. Астрахан, О.С. Ключев*

### **КОРРЕЛЯЦИЯ ПЕРВИЧНЫХ И ВТОРИЧНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ КАК КРИТЕРИЙ ОЦЕНКИ ГИПЕРГЕННЫХ АНОМАЛИЙ ПРИ ПОИСКАХ РАЗНЫХ МАСШТАБОВ**

В настоящее время установлено, что от выходящих на эрозионную поверхность первичных ореолов рудных тел, месторождений и полей развиваются вторичные ореолы, пронизывающие рыхлые отложения и почвы и выходящие на дневную поверхность.

Эффективное использование закономерностей распределения металлов в первичных ореолах для качественной разбраковки гипергенных геохимических аномалий и количественной оценки искомого оруденения по вторичным ореолам обуславливает необходимость определения граничных условий, при которых во вторичных ореолах сохраняются характеристики первичных ореолов, необходимые для решения поисковых задач применительно к рыхлым образованиям и почвам.

Принципиальное отличие вторичных геохимических ореолов от первичных состоит в том, что формирование их параметров в почве находится в сложной зависимости от природных условий, генезиса, состава и мощности рыхлых образований и отложений.

Это отличие геохимических ореолов в пространственно-временном континууме, окружающем рудный объект, является диалектическим противоречием, для снятия которого, согласно теореме Геделя, необходимо образовать более общую систему, куда данная система, т.е. пространственно-временной континуум повышенных концентраций металлов, входила бы как ее часть. По Геделю, требование полноты (завершенности) системы несовместимо с требованием непротиворечивости. Чтобы быть непротиворечивой, данная система должна быть незавершенной, требующей отсылки к чему-то более общему [3, с. 130].

В нашем случае общим для обоих типов ореолов является характер их познания исследователем, взаимодействие субъекта и объекта.

Общая схема такого познания представлена на рис. 1, где показано, каким образом объект исследования — природное явление — геохимический ореол — посредством действий субъекта (исследователя), обладающего определенными знаниями и опытом, отражается у последнего (познается) в виде определенных понятий — качественной или количественной модели геохимического ореола.

Представления, изложенные на рис. 1, детализируются рис. 2, где

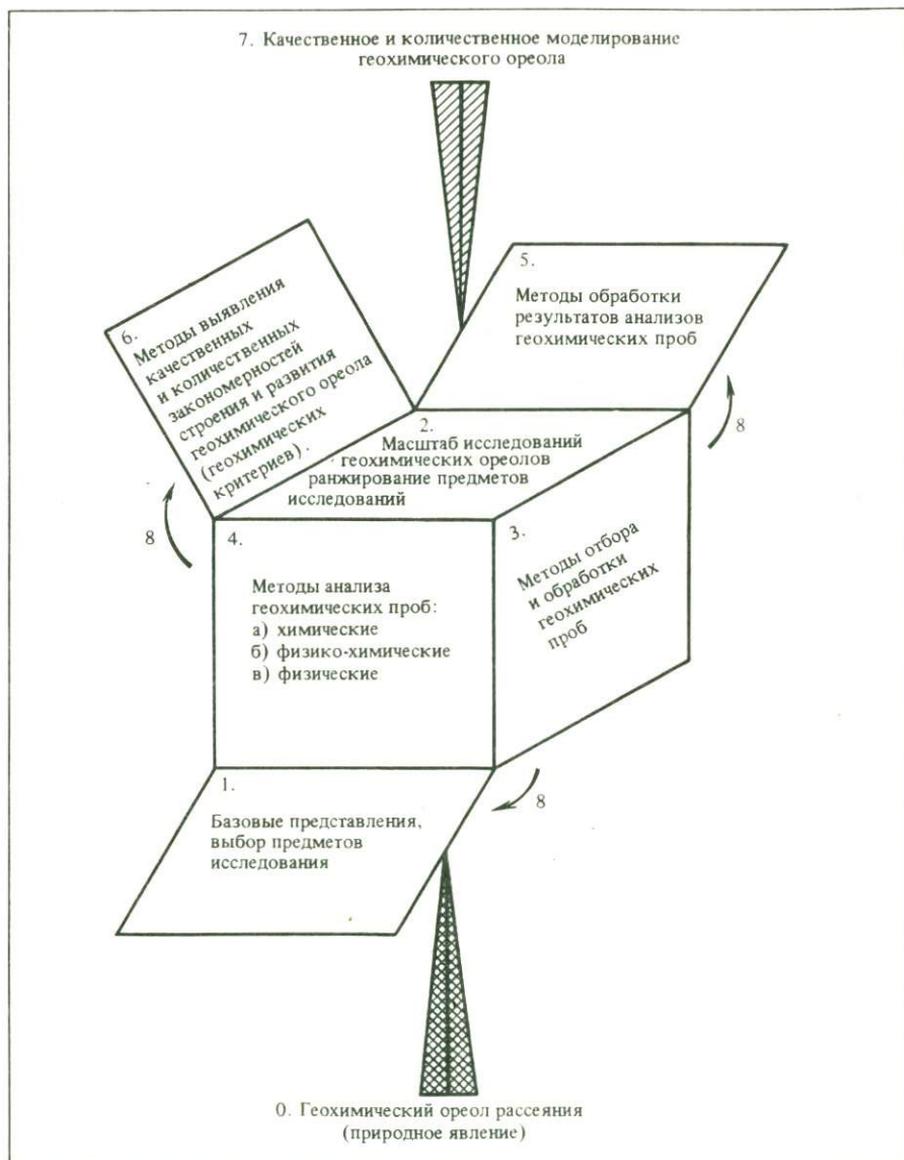


Рис. 1. Общая схема познания геохимического ореола

0 — объект исследований; 1, 2, 5, 6 — знания и опыт субъекта; 3, 4 — действия субъекта; 7 — отображение объекта в сознании субъекта (понятие); 8 — развертка куба

приводится иерархия природных геохимических объектов по их масштабности и соответствующим им понятиям, по природным средам нахождения (проявления) и дается принципиальная схема изучения геохимических объектов с поисковыми целями. Опыт и знание специалиста представлены в виде обобщения — внутренних и внешних факторов миграции металлов.

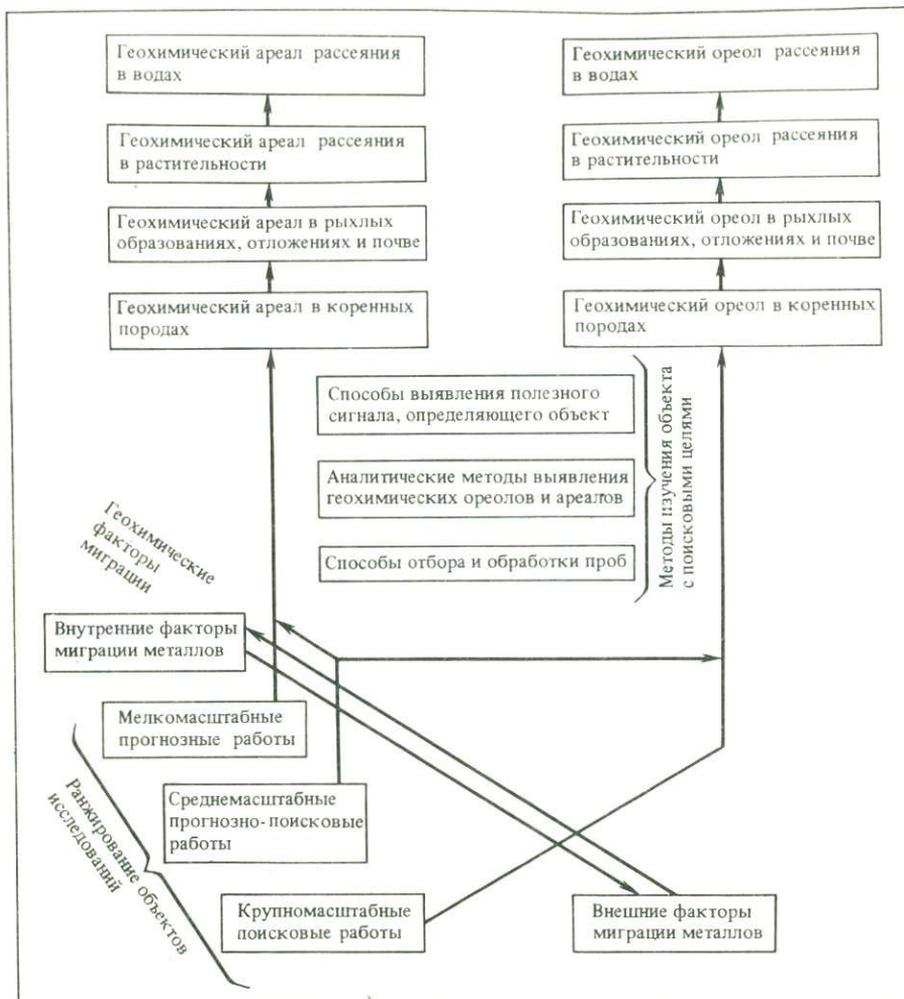


Рис. 2. Детализация общей схемы познания геохимического ореола

При исследовании геохимических ореолов в пространственно-временном континууме оказалось невозможным совместное и равноточное определение координат положения концентраций металлов друг относительно друга и времени, за которое они заняли свои позиции. Подобная ситуация известна в квантовой механике: принцип неопределенности говорит о невозможности совместного точного измерения пары времени и энергии или пары координаты точки, где находится частица, и составляющей ее импульса [4, с. 440].

Использование данного принципа применительно к прикладной геохимии позволяет выявить двойственную статистико-генетическую природу единого ряда геохимической зональности первичных ореолов гидротермальных месторождений, открытого С.В. Григо-

ряном и Л.Н. Овчинниковым. Поскольку равнозначность определения взаимного расположения ореолов различных металлов и времени их образования увеличивается с уменьшением масштаба исследований (поисков), то в том же направлении увеличивается проявляемость генетической природы ряда и возрастает его стабильность.

Высказанные теоретические положения проходили апробацию посредством опытно-методических работ на эталонных объектах, рассматриваемых авторами как природно-экспериментальные модели двух родов.

Модели первого рода — статические — это такие совокупности ореолов рассеяния от природных источников, для которых время формирования не удастся определить точнее, чем пострудное. Модели второго рода — динамические — это такие, где в совокупности ореолов рассеяния от природных или искусственных источников могут быть геологически определены интервалы времени их образования.

Для первичных ореолов оказалось, что интервалы их образования колеблются от нескольких месяцев для рудных тел до многих миллионов лет для рудных месторождений и полей и прямо пропорциональны их конечным размерам [1, с. 377; 2, с. 109].

Как показало изучение моделей на Кольском полуострове, допустимая продолжительность формирования вторичных ореолов уменьшается вверх по разрезу рыхлых образований от первых миллионов лет до первых сотен лет. Причем эта скорость для разных форм нахождения металлов в рыхлых отложениях неодинакова. Так, элементы в солевой форме нахождения пронизывают толщу аллохтонных рыхлых отложений и формируют наложенные ореолы от перекрытых рудных тел в приповерхностном горизонте почв. За это время (менее 5000 лет) валовые концентрации тех же металлов накапливаются с контрастностью, соответствующей солевым формам только в почвообразующей породе. На Кольском полуострове, для которого характерна неотектоника, проявленная примерно 10000 лет назад, при исследованиях в детальных масштабах (1:10000 и крупнее) выявляются вторичные ореолы и потоки рассеяния в начальной и средней стадии своего формирования, что выражается в их разном элементном составе, отличии геохимических характеристик и развитии в пространстве от одного источника. Так, например, поток рассеяния в донных осадках от медно-никелевого месторождения, дающий, согласно исследованиям Р.С. Смирновой (устное сообщение), информации обо всем цикле современной эрозии, содержит в донных осадках аномальные концентрации бария, серебра и свинца, являющихся верхнерудными элементами, а поток рассеяния в поверхностном водотоке, содержащий информацию о металлах, поступающих в воду в настоящее время, обогащен медью, никелем и кобальтом, элементами средней части рудных тел.

Соответствие геохимических параметров остаточного вторичного ореола рудных тел, развитого в почвообразующей породе и в почвенном горизонте В над элювиально-делювиальными образованиями, геохимическим параметрам первичного ореола, его генерирующего, зависит от продолжительности гипергенного преобразования вы-

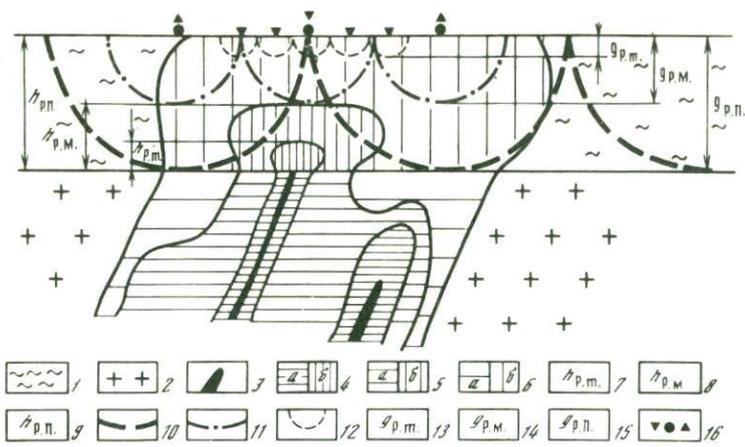


Рис. 3. Совмещенная схема взаимосвязей развития геохимических ореолов рудных объектов различных иерархических уровней (рудных тел, месторождений, полей и т.д.) и случаев фиксации характеристик первичных ореолов в зависимости от густоты опробования почв (идеализировано)

1 — почвы, рыхлые образования и отложения; 2 — коренные породы; 3 — рудные тела; 4—6: а — первичные и б — вторичные ореолы: 4 — рудных тел, 5 — месторождений, 6 — рудных полей (арсалы); 7—9 — критическая мощность развития вторичных ореолов: 7 — рудных тел, 8 — рудных месторождений, 9 — рудных полей; 10—12 — принимаемая, согласно правилам математической статистики, область (сфера) влияния (представительности) каждой точки геохимического опробования: 10 — при прогнозно-поисковых работах, 11 — при общих поисках, 12 — при детальных поисках; 13—15 — критическая глубина информативности точки геохимического опробования: 13 — при детальных поисках в соответствии с областью ее влияния, 14 — при общих поисках, 15 — при прогнозно-поисковых работах; 16 — точки опробования на разных стадиях поисковых работ

Отношение вертикального и горизонтального масштаба 1:100

ходящих на эрозионную поверхность коренных пород. Так, в почвенном горизонте В над элювио—делювием, сформированным за отрезок времени, менее 10000 лет, вторичный остаточный ореол сохраняет геохимические оценочные параметры, характерные для первичного ореола рудного тела. В подобных природных условиях в горизонте В над элювио—делювием, сформировавшимся многие миллионы лет назад, геохимические оценочные параметры вторичного ореола значительно отличаются от таковых для первичного ореола.

Обобщение опыта работ Московской опытно-методической геохимической экспедиции и изучение литературных данных показало, что при возрастании мощности рыхлых отложений сходимость характеристик первичных и вторичных ореолов рассеяния при опробовании почв достигается разрежением точек опробования, т.е. уменьшением масштаба поисков (исследований), переходом к поискам объектов иной иерархической ступени.

Таким образом оказалось, что, в отличие от первичных ореолов, вторичные ореолы рудных полей и месторождений формируются быстрее и достигают дневной поверхности через большую толщину рыхлых отложений, сохраняя параметры первичных ореолов.

На основании проведенных исследований удалось установить

зависимость между критической мощностью рыхлых отложений разного генезиса и масштабом геохимических поисков, при которой параметры гипергенных аномалий сохраняются аналогичными первичным ореолам. Эта зависимость выражается величиной отношения мощности рыхлых образований в метрах к количеству метров в одном сантиметре карты и не превышает обычно величины 0,02, т.е. при поисках масштаба 1:10000 критическая мощность рыхлых отложений составляет 2 м, а при прогнозно-поисковых работах масштаба 1:200000 приближается к 40 м.

Сущность указанной зависимости раскрывается на рис. 3.

Позиция первая. Проведенные исследования позволили установить, что критическая мощность вторичных ореолов рудных объектов различных иерархических уровней (от рудных тел до рудных районов) различна.

Позиция вторая. Каждый масштаб поисков ориентирован на выявление рудного объекта определенного иерархического уровня. Так, при детальном масштабе поисков не могут быть выявлены рудные поля, ибо площади этих поисков обычно меньше территорий, занимаемых последними.

Позиция третья. При геохимическом опробовании значение содержания металлов, полученное в данной точке, распространяется на половину расстояния между точками опробования, т.е. чем реже точки опробования, тем на большее расстояние распространяет исследователь при прочих равных условиях влияние полученных значений. Влияние последних можно представить в виде сложной конфигурации, полусферы, обращенной вниз.

Выявленные закономерности сохранения оценочных критериев по первичным ореолам в генерируемых ими вторичных ореолах в почвах, основанные на двойственной статистико-генетической природе единого ряда зональности эндогенных ореолов гидротермальных месторождений, позволяют обосновать возможность расширения площадей, доступных для опробования геохимическими методами по вторичным ореолам. Числовые значения указанной зависимости подлежат дальнейшему уточнению.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Астрахан Е.Д., Голубев В.С., Росман Г.И. О возможности рассмотрения длительности гидротермального рудообразования с использованием динамической модели процесса. — ЗВМО, 1971, вып. 4, с. 377—387.
2. Коллус А.В., Астрахан Е.Д. О длительности рудоотложения на эпитермальных месторождениях флюорита. — В кн.: Математическое и физическое моделирование рудообразующих процессов. М., 1978, с. 107—121.
3. Кузнецов Б.Г. Развитие физических идей от Галилея до Эйнштейна в свете современной науки. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 512 с.
4. Кузнецов Б.Г. Ценность познания. М.: Наука, 1975. 168 с.

### МУЛЬТИПЛИКАТИВНЫЙ ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПОКАЗАТЕЛЬ ЗОНАЛЬНОСТИ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ И ЕГО ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Кора выветривания гипербазитов имеет отчетливо выраженную минералого-геохимическую зональность, которая обычно характеризуется группой частных коэффициентов выветривания (выщелачивания, гидратации, глинизации, окисления, разложения, ферритизации и др.). Эти коэффициенты использовались для анализа отдельных элементов процесса выветривания силикатных пород в работах И.И. Гинзбурга и его учеников [4, 5, 9].

Вместе с тем кору выветривания гипербазитов можно представить как сложное геохимическое поле, в котором, в ходе развития процесса выветривания, по нормали от дневной поверхности на глубину происходило закономерное перераспределение химических элементов и возникали специфичные минеральные новообразования. Это позволяет применить для характеристики общей зональности коры выветривания мультипликативные и аддитивные показатели, которые облегчают задачу выявления и усиления полезной информации. В частности, такой прием успешно используется для изучения зональности первичных ореолов эндогенных месторождений [7].

Кора выветривания может рассматриваться как продукт диалектического взаимодействия процессов рассеяния и концентрации вещества [1], ибо сущность процесса образования коры выветривания гипербазитов составляют вынос (рассеяние) одних элементов (калий, натрий, кальций, магний, кремний) и накопление (концентрация) других (алюминий, железо, хром, марганец, никель, кобальт и др.). При этом основные черты процессов выноса и накопления отчетливо проявляются в пространственном распределении четырех основных элементов (железо, алюминий, кремний, магний), которые составляют подавляющую массу комплекса минеральных продуктов коры выветривания.

С учетом изложенного, на основании обобщения материалов по месторождениям СССР и Кубы автором предложен мультипликативный

$$\text{показатель зональности коры выветривания: } K_3 = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3}{\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2},$$

который более контрастно характеризует степень физико-химического разложения гипербазитов, чем любой из названных выше коэффициентов зональности коры выветривания. Здесь в числителе находятся компоненты, накапливающиеся в коре выветривания, а в знаменателе — компоненты, удаляемые из коры выветривания. Корреляционные связи между компонентами внутри выделенных групп — положительные, между компонентами различных групп — отрицательные [3]. Т.е. между элементами внутри выделенных групп наблюдаются конкордантные соотношения, а между группами существуют антикордантные связи [8].

Таблица 1

**Геохимическая характеристика коры выветривания гипербазитов  
в разных типах гипергенных никелевых руд\***

Номер зоны	Литолого-минералогические типы руд	Генетический тип образований коры выветривания	Геохимические коэффициенты	
			$K_3 (\bar{M} \pm S)$	$\bar{K}_B$
1	Латериты железистые	Охристо-латеритный, серпентин-нонтронит-охристо-латеритный	60—375	1,0005
2	Охры уплотненные (субструктурные)	То же	18—70	1,0020
3	Охры структурные	Керолит-охристый; керолит-нонтронит-охристый	5—20	1,0040
4	Охры кремнистые	Керолит-нонтронит-охристо-кремнистый	0,3—7,0	1,0070
5	Нонтрониты и серпентиниты нонтронитизированные	Серпентин-нонтронит-охристо-латеритный;		
6	Серпентиниты выщелоченные	Керолит-нонтронит-охристый	0,1—0,60	1,0080
7	Серпентиниты брекчированные с кварц-керолит-гарниеритовой минерализацией	То же	0,05—0,20	1,0250
8	Карстовые образования обломочно-глинистые	Инфильтрационные образования в линейно-трещинных зонах среди плотных гипербазитов	0,007—0,07	1,0800
9	Карстовые образования окварцованные, керолитизированные с гарниеритом	Выполнения верхних и средних зон карстовых полостей	0,2—1,2	1,1500
10	Гетит-магнетит-сидерит-шамозитовые образования	Выполнения глубинных горизонтов карстовых полостей	0,03—0,20	—
		Керолит-охристый, преобразованный	0,4—3,5	1,5000

\*Количество определений от 30 до 100 по каждому типу.

Для всех компонентов коры выветривания, участвующих в расчете обобщенного показателя зональности, целесообразно предварительно определить коэффициенты накопления, т.е. нормировать их по геохимическому фону. Однако предложенный коэффициент настолько контрастно отображает различные стадии процесса выветривания гипербазитов, что в практических целях для его определения достаточно непосредственное использование данных химических или рентгенорадиометрических анализов, характеризующих содержание элементов в породе.

Определение  $K_3$  в различных литолого-минералогических типах гипергенных никелевых руд показало, что каждому типу свойственны соответствующие значения рассматриваемого показателя (табл. 1).

При этом можно заметить монотонное убывание показателя зональности в различных зонах серпентин-нонтронит-охристо-латеритного профиля коры выветривания тропических областей (сверху вниз): латериты 60—375; охры субструктурные 18—70; нонтрониты и серпентиниты нонтронитизированные 0,1—0,6; серпентиниты выщелоченные 0,05—0,20; инфильтрационные кварц-керолит-гарниеритовые скопления среди плотных гипербазитов 0,007—0,07. Сходными показателями зональности характеризуются керолит-нонтронит-охристые и

керолит-нонтронит-охристо-кремнистые профили коры выветривания зоны умеренного гумидного климата (зоны 3—5,7 в табл. 1).

Исключением в приведенном ряду значений показателя зональности являются никеленосные гетит-магнетит-сидерит-шамозитовые руды преобразованных профилей коры выветривания, оказавшихся в восстановительной обстановке придонных частей озерных водоемов или лагун. В этом случае представление об исходной степени разложения пород можно получить путем введения поправки на степень

восстановленности руд  $K_B = \frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3}$ , вычислив значения при-

веденного показателя зональности  $K_3^n = K_3 \cdot K_B$ . Для остальных типов руд  $K_B$  изменяется слабо и практического значения не имеет.

Месторождения контактово-карстового подтипа образуют особую субформацию гипергенных никелевых руд [6]. Важнейшим условием образования месторождений было длительное выветривание серпентинитизированных гипербазитов в контакте с карстующимися мраморами. Благоприятная для рудообразования обстановка возникла в зонах тектонически нарушенных контактов серпентинитов, налегающих на мраморы. В серпентинитах, находящихся в висячем боку рудолокализирующего надвига, развиваются линейные коры выветривания с клиновидными рудными телами охристого и серпентинитового состава. В лежачем боку оруденелых серпентинитов располагаются обломочно-глинистые карстовые образования, которые на глубоких горизонтах подвергаются интенсивному окремнению. Таким образом, в вертикальном разрезе наблюдается закономерное чередование никеленосных образований (сверху вниз): охры по серпентинитам (1—12); серпентинитовые руды (0,1—1,6); обломочно-глинистые карстовые руды (0,2—1,2); кварцево-керолит-гарниеритовые руды зон глубокого выполнения карстовых полостей (0,03—0,20). В скобках даны значения показателя зональности, которые также имеют отчетливую тенденцию к уменьшению с глубиной.

Исследование геохимической зональности производилось на трех типах никелевых месторождений Уфалейского района: 1) месторождения, представленные реликтами площадной коры выветривания гипербазитов, сохранившейся от размыва (Р); 2) месторождения, приуроченные к тектоническим нарушениям, в контакте крупных блоков гипербазитов с ксенолитами мраморов (заледи Черемшанского месторождения: С—Ч, Н—Ч, Чу, С—К, Н); 3) месторождения, связанные со ступенчатыми надвигами малых тел гипербазитов на мраморы (К—Т, Ш, Си).

На рис. 1 даны графики изменения  $K_3$  с глубиной, вычисленные по значениям площадных продуктивностей шлакообразующих компонентов на эксплуатационных горизонтах, отметки которых отложены по вертикальной оси.

Для месторождения Р наблюдается закономерное уменьшение  $K_3$  от 12 до 0,1, характерное для площадной коры выветривания гипербазитов (рис. 1, 9).

В пределах месторождений с карстовыми рудами на закономер-

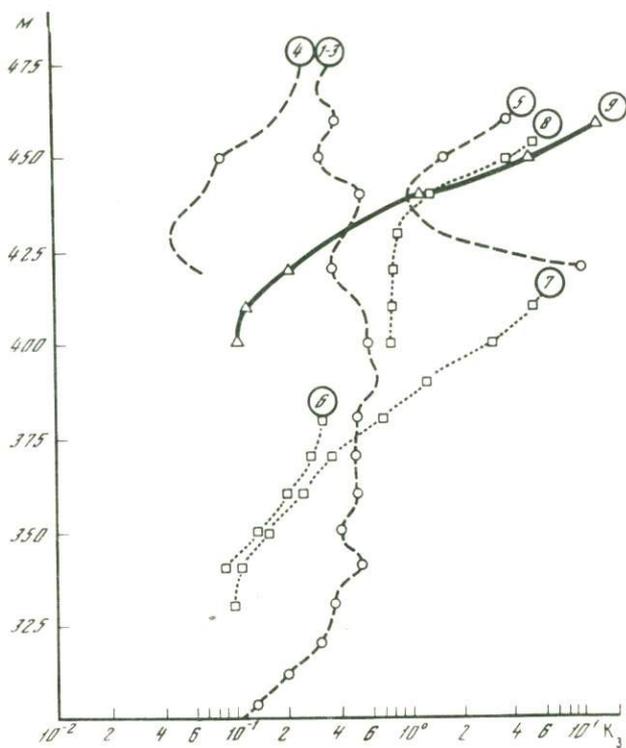


Рис. 1. Изменения показателя зональности коры выветривания ( $K_3$ ) с глубиной для Уфалейской группы никелевых месторождений

1—5 — залежи Черемшанского месторождения: 1—3 — основные залежи "С—Ч", "Н—Ч", "Чу", 4 — "С—К", 5 — "Н"; 6—9 — другие месторождения: 6 — "К—Т", 7 — "Ш", 8 — "Си", 9 — "Р"

ности распределения в пространстве никеля и шлакообразующих компонентов существенное влияние оказывают изменение падения рудолокализирующего контакта серпентинитов и мраморов и глубина эрозионного среза рудных залежей.

В частности, для месторождений, связанных с малыми интрузивами серпентинитов, увеличение угла наклона рудолокализирующего контакта от 15 до 50° ведет к уменьшению запасов обломочно-глинистых карстовых руд от 72% (месторождение Ш) до 29% (месторождение Си).

Значения  $K_3$  закономерно уменьшаются с глубиной от 6,0 до 0,1 (рис. 1; 6—8). При этом для месторождения Си, в котором преобладают охристые и серпентиновые руды,  $K_3$  находится в пределах 0,8—6,0, в то время как для месторождения К—Т, балансовые запасы которого сложены существенно карстовыми рудами,  $K_3$  не выходит за 0,3—0,1.

В пределах основных рудных залежей Черемшанского месторождения, расположенных в зонах крутопадающих контактов серпентинитов и мраморов, в интервалах глубин 475—300 м (рис. 1,1),

вертикальная зональность в распределении шлакообразующих компонентов выражена слабо, и показатель зональности волнообразно колеблется в интервале 0,31—0,66. Однако на глубинах 320—300 м в значительных количествах появляются карстовые образования с кварц-керолит-гарниеритовой минерализацией ( $K_3 = 0,09—0,20$ ).

Залежь Н (рис. 1,4), где закономерное поведение  $K_3$  нарушается, вероятно, находится в рудном блоке с небольшим эрозионным срезом, что позволяет прогнозировать наличие промышленного оруденения на глубоких горизонтах. Залежь С—К (рис. 1,5), сложенная преимущественно кварц-керолит-гарниеритовыми рудами по значениям показателя зональности (0,04—0,25), соответствует зоне глубинного выполнения карстовых полостей, но выведенной на дневную поверхность, т.е. она находится в сильноэродированном блоке, расположенном в непосредственной близости от блоков, содержащих основные запасы промышленных руд (залежи С—Ч, Н—Ч, Чу).

Судя по значениям  $K_3$ , блок месторождения К—Т (рис. 1,6) также был подвергнут значительной эрозии, но затем испытал заметное погружение.

Таким образом, исследование геохимической зональности Уфалейской группы месторождений позволяет сделать вывод о том, что под воздействием блоковых тектонических подвижек часть рудных залежей (месторождений) оказалась частично или полностью эродированной (в пределах приподнятых блоков), и промышленное оруденение сохранилось лишь в пределах опущенных блоков. Поисквым признаком на присутствие месторождений является наличие вблизи поверхности реликтовых никеленосных карстовых образований с  $K_3$  менее 0,3.

В разрезе латеритной коры выветривания гипербазитов закономерно чередуются (сверху вниз): латериты ( $a^1$ ), бесструктурные охры ( $a^2$ ), субструктурные охры (В), выщелоченные серпентиниты рыхлые ( $c^1$ ) и твердые ( $c^2$ ), дезинтегрированные серпентиниты (d). Однако вследствие дифференцированных блоковых неотектонических подвижек серпентинитов, залегающих в основании коры выветривания, строение профилей коры выветривания в опущенных и приподнятых блоках неодинаково (рис. 2). В первом случае развивается полный профиль с двумя рудными горизонтами в субструктурных охрах и выщелоченных серпентинитах. Во втором случае происходит интенсивная латеритизация профиля и почти полное исчезновение горизонта серпентинитовых (силикатных) никелевых руд, за счет которого и увеличивается мощность охристых (окисных) кобальт-никелевых руд. И в том и в другом случае показатель  $K_3$  является хорошим индикатором геохимической зональности. Однако блоки с аномальными значениями  $K_3$  в поверхностном горизонте латеритов (1140—4700) обычно характеризуются большей "зрелостью", а следовательно, и большей продуктивностью расположенного ниже профиля коры выветривания.

При геолого-технологическом картировании никелевых месторождений латеритной коры выветривания [2] в качестве параметра, отображающего технологические свойства руд, было использовано соотношение линейных продуктивностей никеля в силикатных (вы-

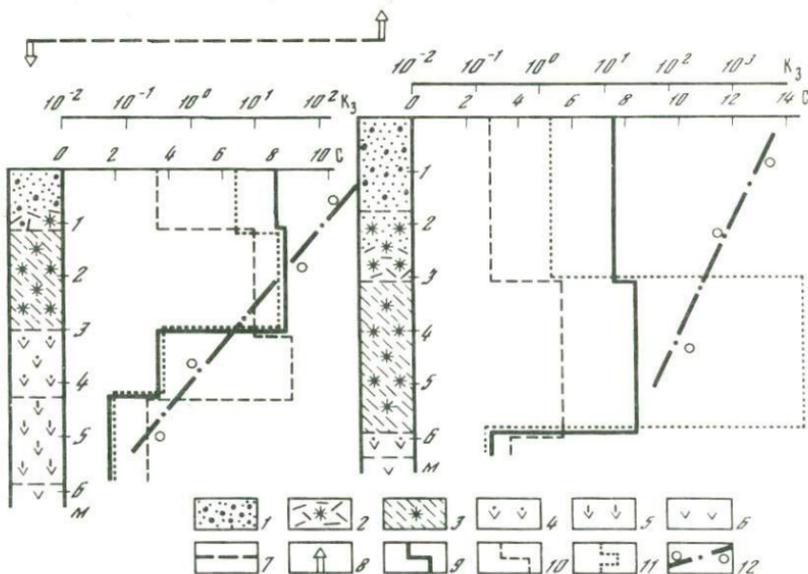


Рис. 2. Обобщенные геолого-геохимические профили месторождения "ПМ" (Куба)

1 — латериты; 2 — охры бесструктурные; 3 — охры субструктурные; 4 — серпентиниты выщелоченные, нонронитизированные; 5 — серпентиниты выщелоченные; 6 — серпентиниты плотные, дезинтегрированные; 7 — поверхность выравнивания; 8 — направления перемещения блоков; 9 — содержание (C) химических элементов (в усл. ед): 9 — Fe, 10 — Ni, 11 — Co; 12 — моногарифмические графики коэффициента зональности ( $K_3$ )

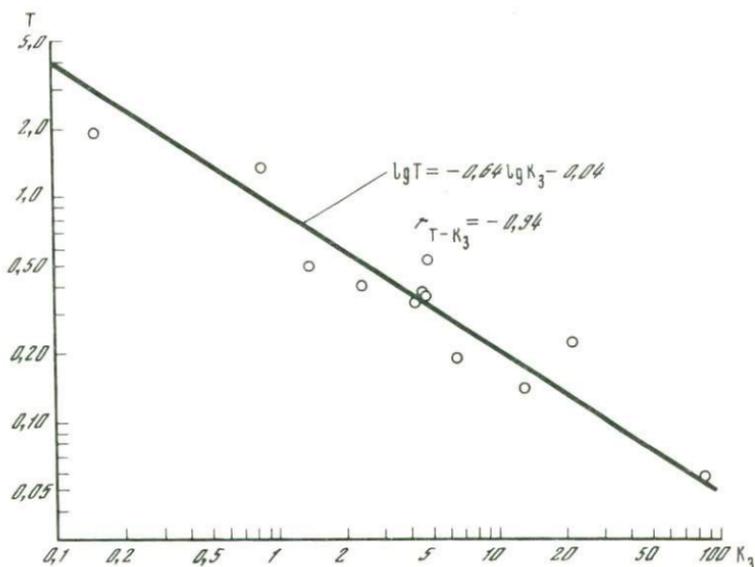


Рис. 3. Уравнение линейной регрессии между технологическими показателями  $T$  и  $K_3$  никелевых месторождений в латеритных корах выветривания

$T$  — отношение продуктивностей никеля в силикатных и окисных рудах ( $P_C/P_B$ );  $K_3$  — показатель зональности коры выветривания гипербазитов

Таблица 2

**Геохимическая характеристика кор выветривания  
никелевых месторождений провинции Ольгин (Куба)**

Индекс месторождения и участок	Горизонты коры выветривания	Геолого-геохимические параметры				Группа ТОВ
		Pi <sup>Ni</sup>	P <sub>c</sub> :P <sub>v</sub>	K <sub>3</sub> <sup>H+C</sup>	K <sub>3</sub> <sup>i</sup>	
Ma	a	14,4	—	—	124	
C—1	в	14,8	—	—	17,4	
	с	28,6	1,94	0,15	0,11	3
	d	18,0	—	—	0,04	
Ma	a	6,5	—	—	128	
	в	17,0	—	—	38,1	2
C—3	с	2,5	0,15	12,7	0,059	
Ma	a	9,6	—	—	236	
	в	16,4	—	—	74,5	1
C—5	с	6,4	0,38	4,8	0,146	
Ma	a	10,0	—	—	185	
	в	20,8	—	—	57,6	3
C—4—2	с	28,2	1,36	0,86	0,055	
Ma В целом по 13 участкам	a	8,5	—	—	180	
	в	13,7	—	—	44,4	1
	с	5,3	0,39	2,40	0,095	
ОР Участок 2	a	4,5	—	—	64	
	в	11,2	—	—	19,5	1
	с	2,1	0,19	6,55	0,051	
ОР Участок 8	a	1,2	—	—	47,6	
	в	5,5	—	—	11,9	1
	с	2,1	0,38	4,70	0,089	
ОР Участок 9	a	1,65	—	—	57,7	
	в	6,80	—	—	19,7	1
	с	3,40	0,50	1,40	0,07	
M	a	10,6	—	—	79,8	
	в	48,6	—	—	35,2	1
	с	25,8	0,53	4,87	0,31	
ПМ Участок 11	a	5,2	—	—	222	
	в	16,5	—	—	47	1
	с	5,8	0,35	4,3	0,089	
ПМ Участок Центр	a <sup>1</sup>	5,2	—	—	4700	
	a <sup>2</sup>	5,9	—	—	870	2
	в	18,7	—	—	370	
	с	1,08	0,058	86	0,45	
ПГ	a <sup>1</sup>	4,5	—	—	1140	
	a <sup>2</sup>	10,5	—	—	684	
	в	57,0	—	—	73	1
	с	12,9	0,23	21,6	0,85	

Номера групп ТОВ соответствуют их распространенности.

Таблица 3

Связь геохимических параметров гипергенных никелевых руд со способами металлургического передела

Технологические параметры		Группа ТОВ	Оптимальные способы металлургического передела
$K_1$	T		
10,1—80	Менее 0,20	2	Кислотный гидрометаллургический
1,21—10	0,21—0,8	1	Щелочной пирогидрометаллургический
0,15—1,2	0,81—2,0	3	Шахтная плавка
Менее 0,15	Более 2,0	4	Электроплавка на богатый ферроникель

щелоченные серпентиниты) и окисных (субструктурные охры) рудах. Относительная линейная продуктивность никеля для горизонта ( $P_i^{Ni}$ ) вычислялась как произведение коэффициента накопления ( $K_i^Q$ ), мощности ( $m_i$ ), коэффициента рудоносности ( $K_i^P$ ) и объемной массы руды ( $d_i$ , г/см<sup>3</sup>). Предварительно для каждого горизонта вычислялись среднестатистические значения мощности и содержания никеля, их стандартные отклонения с использованием данных по всем рудным пересечениям, имеющимся в пределах участка или месторождения (от 25 до 425). Одновременно для сопоставления были вычислены значения показателя зональности для каждого горизонта ( $K_i^Z$ ) и для рудного тела в целом ( $K_3^{B+G}$ ). Расчеты, выполненные по 12 месторождениям (участкам), даны в табл. 2.

Анализируя полученные данные, удалось установить четкую корреляционную связь показателя зональности с особенностями литолого-минералогического состава руд. Эта связь (коэффициент корреляции равен 0,945) отчетливо выражена уравнением регрессии, которое в билогарифмических координатах имеет вид прямой линии (рис. 3):

$$\lg T = -0,64 \cdot \lg K_3 - 0,04,$$

где  $T = P_c \cdot P_b$  — отношение относительных линейных продуктивностей никеля в силикатных и окисных рудах.

Из этого следует, что показатель зональности, так же, как и отношение  $P_c \cdot P_b$ , отражает литолого-минералогические и технологические свойства руд и может быть использован в качестве технологического параметра.

Оценка природных литолого-минералогических типов руд с точки зрения способов их переработки показала, что рудам с определенными значениями показателя зональности отвечают оптимальные способы их металлургического передела (табл. 3).

В итоге на базе показателя зональности разработана методика геолого-технологического картирования гипергенных никелевых руд [2], позволяющая осуществлять прогнозную технологическую оценку разведываемых месторождений, выбирать систему отбора технологических проб и намечать оптимальное направление их технологических испытаний, определять пространственное положение технологически однородных блоков (ТОВ) в объеме месторождения и осу-

шествлять планирование добычи однородного потока руды в пределах различных по времени периодов работы завода.

Таким образом, мультипликативный геохимический показатель, характеризующий сущность процесса выветривания гипербазитов, имеет практическое значение при поисках и разведке гипергенных месторождений никеля. В частности, он может служить либо индикатором эрозионного среза рудных залежей и поисковым признаком скрытого оруденения, либо указателем "зрелости" и продуктивности отдельных блоков латеритной коры выветривания, либо технологическим параметром, характеризующим изменчивость технологических свойств руд в объеме разведываемого месторождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Вершинин А.С.* Рассеяние и концентрация в природных явлениях, как диалектическое единство противоположностей. — В кн.: *Философские вопросы геологии*. Свердловск, 1967, с. 48—57.
2. *Вершинин А.С.* Методологические основы геолого-технологического картирования гипергенных никелевых руд. М.: ВИНТИ, 1980. 155 с.
3. *Вершинин А.С., Альфредо Уртадо, Карлос Кромбет.* Геохимические особенности латеритного профиля коры выветривания гипербазитов на примере месторождения "М". — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, N 12, с. 87; (Деп. ст. в ВИНТИ, N 3028—78. Деп. от 14/IX—78 г.)
4. *Гинзбург И.И.* Стадийное выветривание минералов. — В кн.: *Вопросы минералогии, геохимии и петрографии*. М.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 122—132.
5. *Гинзбург И.И., Никитин К.К.* Термины и понятия, относящиеся к коре выветривания. — В кн.: *Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении*. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 150—158.
6. *Глазковский А.А., Сысоев Ф.А.* Силикатные никелевые месторождения выветривания. — В кн.: *Рудные месторождения СССР*. М.: Недра, 1974, т. 2, с. 45—74.
7. *Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке гидротермальных месторождений. — *Сов. геология*, 1973, N 1, с. 15—33.
8. *Мягков В.Ф.* Методы обработки цифровой информации при геохимических поисках. М.: ИМГРЭ, 1975, с. 3—13.
9. *Никитин К.К., Глазковский А.А.* Никеленосные коры выветривания ультрабазитов и методы их изучения. М.: Недра, 1970. 214 с.

**О ПРИМЕНЕНИИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ**

Повышение эффективности поисков глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых в различных ландшафтно-геохимических условиях представляет важную и актуальную задачу. При этом большое значение приобретает исследование первичных и вторичных ореолов элементов-индикаторов, связанных с глубокозалегающими рудными телами.

Как известно, первичные эндогенные ореолы используются главным образом при детальных поисках и оценках рудных залежей в любых геохимических ландшафтах. Использование же вторичных ореолов глубокозалегающих рудных тел определяется конкретными ландшафтно-геохимическими условиями региона.

Теоретические, методические и экспериментальные исследования, проведенные в последние годы как в Советском Союзе, так и за рубежом, показывают, что среди вторичных ореолов наиболее важное поисковое значение приобретают солевые (наложенные), водные и газовые ореолы. Эти ореолы представляют большой практический интерес при проведении геологической съемки и поисков в закрытых районах.

В настоящее время в связи с переходом организаций Министерства геологии СССР к систематическим геологическим съемкам масштаба 1:50 000 — 1:25 000 в основных рудных районах СССР возникает необходимость разработок комплексов геохимических методов, основанных на изучении вторичных ореолов, применительно к конкретным регионам, отличающимся специфическими ландшафтно-геохимическими условиями.

Основными теоретическими предпосылками для обоснования комплексов геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений являются: 1) представления об образовании вторичных ореолов элементов-индикаторов рудных залежей в глубинных условиях ниже зоны выветривания (в этих условиях могут возникать наложенные литохимические ореолы, водные и газовые ореолы); 2) учение о геохимических ландшафтах; 3) результаты исследований процессов миграции различных форм нахождения элементов в разных ландшафтно-геохимических условиях, которые могут протекать как естественным, так и искусственным путем (в последнем случае несомненный интерес представляют возбуждения процессов миграции элементов в природных средах геоэлектрохимическими, квантовыми и ядерно-физическими методами).

Установлено, что в результате разнообразных процессов, протекающих ниже зоны выветривания, взаимодействия вода—порода, химического окисления (при содержании кислорода до 1%) рудного вещества, электрохимических явлений, действия анаэробных бактерий вокруг глубокозалегающей рудной залежи создаются повы-

шенные концентрации элементов, входящих в состав руд. Эти элементы за счет процессов диффузии и фильтрации, протекающих в масштабе геологического времени, могут достигать дневной поверхности, проявляться в виде солевых, водных и газовых ореолов и тем самым являться индикатором глубокозалегающих рудных тел.

В частности, наибольший практический интерес с точки зрения поисков глубокозалегающих сульфидных месторождений, перекрытых мощной толщей далекопринесенных рыхлых образований и не вскрытых эрозией, представляют: водные ореолы широкого круга элементов, газовые ореолы ртути в почвенном и атмосферном воздухе, воднорастворимые сорбированные и гуматно-фульватные формы нахождения микроэлементов в верхних горизонтах геологического разреза.

При образовании водных и солевых ореолов сульфидных месторождений в глубинных условиях определенное значение имеют химические реакции, связанные с наличием свободной серной кислоты, следов кислорода (до 1%). Эти реакции протекают по схемам, детально описанным еще в 1936 г. С.С. Смирновым [27] и подробно рассмотренным Р. Гаррелсом [4].

Одной из причин образования указанных ореолов в глубинных условиях являются естественные электрохимические процессы, протекающие на границе сульфидных руд, обладающих электронной проводимостью, с вмещающей ионной средой. Как известно, электронно-проводящая рудная залежь представляет собой естественный гальванический элемент, условиями существования которого являются наличие высокой электрической проводимости и различие в химическом составе вод, циркулирующих на разных глубинах. Катод этого элемента, как правило, располагается в верхней части залежи. В частности, на медноколчеданных месторождениях он пространственно совпадает с зоной вторичного обогащения. Анодная часть элемента отвечает области распространения первичных руд. Первичные руды подвергаются анодному растворению, которое приводит к обогащению окружающих вод ионами тяжелых металлов.

Кроме гальванического элемента, охватывающего целиком рудную залежь, существенное значение в образовании глубинных солевых ореолов имеют локальные ("микрогальванические") элементы, образующиеся вследствие различия величин электродного потенциала электронно-проводящих минералов, слагающих отдельные участки поверхности рудного тела. В результате работы "микрогальванических" элементов происходит электрохимическое растворение относительно электроотрицательных минералов и обогащение окружающей среды ионами металлов, входящих в состав этих минералов. Благоприятными условиями образования солевых ореолов электрохимического происхождения являются полиминеральный состав руд и непрерывная циркуляция вод, оказывающая деполяризующее воздействие на "микрогальванические" элементы. Экспериментально установлены факты электрохимического растворения полиметаллических, медно-никелевых, медно-молибденовых, кобальт-арсенидных руд. При этом растворы обогащаются ионами свинца, цинка, никеля, молибдена, кобальта — элементов, входящих в состав минералов с относительно

низкими величинами электродного потенциала. Содержание этих ионов в воде находится в зависимости от величины разности потенциалов минералов, составляющих "микрोगальванический" элемент. Электрохимическое растворение руд происходит как при свободном доступе воздуха, так и при отсутствии его в кислых, нейтральных и щелочных средах [20, 21].

Исследования электрохимических процессов на сульфидных месторождениях, проведенные в последние годы в Канаде, США, Японии, Норвегии, подтверждают ранее установленные нами закономерности проявления ореолов электрохимического происхождения [32—34].

Определенную роль в образовании солевых ореолов ниже зоны выветривания играют и биогеохимические процессы, связанные с жизнедеятельностью бактерий. При этом наибольший интерес представляют анаэробные тионовые бактерии (*Th. denitrificans*), которые могут окислять сульфиды на глубине 400 м и более [2, 11].

В глубинных условиях возможно возникновение газовых ореолов рудообразующих элементов, в частности ртути. Пары ртути выделяются из первичных сульфидных руд за счет термического воздействия (возгонки), окисления сульфидов ртути углекислотой путем восстановления киновари водородом, углеводородами. В принципе возможна возгонка мышьяка, сурьмы, свинца, цинка и других металлов [7, 8, 32].

Химические элементы вторичных ореолов, образовавшихся в глубинных условиях, в дальнейшем мигрируют к земной поверхности в результате диффузии, фильтрации подземных, поровых вод, диффузии газов по зонам трещиноватости и пористых сред. В масштабе геологического времени процессы миграции элементов с определенной глубины до земной поверхности могут достигнуть стационарного состояния, и тогда концентрация рудного вещества в любой точке ореола не будет изменяться во времени. Расчеты В.С. Голубева [6] показывают, что дальность вертикальной миграции элементов может составлять 300—500 м и более.

При наличии гипергенных геохимических барьеров, содержание которых обстоятельно раскрыто А.И. Перельманом [14], происходят накопление элементов в приповерхностной зоне и возникновение наложенных ореолов<sup>1</sup> в рыхлых образованиях, почвах на участках глубокозалегающих рудных месторождений. Наиболее благоприятной средой для существования наложенных ореолов являются тонкодисперсные отложения типа глин, гумусные горизонты почвенных разрезов. Выявление наложенных ореолов достаточно четко производится на площадях, перекрытых мощными дальнеприносными отложениями. На открытых участках, т.е. площадях с чехлом элювиально-делювиальных образований небольшой мощности наложенные ореолы практически выделить невозможно, так как в этих случаях литохимические ореолы имеют сложный характер. Они представлены механической, сорбированной, солевой, окисной, воднорастворимой,

<sup>1</sup>Как известно, существование наложенных ореолов было впервые предсказано Н.И. Сафроновым [18].

металлоорганической (гуматнофульватной) и другими формами нахождения элементов. Как известно [9, 19, 28], на рудных месторождениях, вскрытых эрозией и перекрытых элювиально-делювиальными образованиями небольшой мощности, преобладает, как правило, "механическая" составляющая ореола, и в этом случае целесообразно изучать валовое содержание рудообразующих элементов. На площадях, перекрытых мощными дальноприносными отложениями, в литохимических ореолах, развитых вблизи дневной поверхности, будут преобладать сорбированная, воднорастворимая и металлоорганическая формы нахождения элементов, а "механическая" составляющая ореола будет практически отсутствовать. В этом случае весьма перспективно изучение отдельных форм элементов-индикаторов глубоководного оруденения. Это изучение проводится путем извлечения микроэлементов из материала рыхлых отложений с помощью водных, кислотных, солевых, щелочных и смешанных вытяжек. Подобная методика находится в основе так называемых методов сорбционно-солевой съемки и подвижных форм (МПФ) [1, 15].

Принципы сорбционно-солевой съемки были заложены в пятидесятых годах Н.И. Сафроновым, Н.И. Долухановой, А.Д. Миллером, С.П. Албулом и др., в дальнейшем в опытный порядок этот метод использовался при геологопоисковых работах как в СССР, так и за рубежом (Л.В. Антропова, И.А. Иванова, Ю.Е. Саг, И.К. Нежданова, Ю.П. Суетин, Ю.П. Баденков, Г.И. Спиров, Л.В. Фролов, Г.Ф. Ларионов, Х. Хокс, Г. Говетт и др.). При этом была доказана принципиальная возможность применения сорбционно-солевой съемки при поисках рудных месторождений, перекрытых мощной (до 100—150 м) толщей рыхлых отложений в Армении, Средней Азии, Рудном Алтае, Центральном Казахстане.

Группой сотрудников Ленинградского университета возможности сорбционно-солевой съемки оценивались в ландшафтно-геохимических условиях Центрального Казахстана и Карело-Кольского региона [12, 22, 26]. В Центральном Казахстане сорбционно-солевая съемка проводилась в основном в Атасуйском районе. Этот район является перспективным на поиски железо-марганцевых, свинцово-цинковых, редкометалльных и других месторождений. Преобладающая часть его закрыта дальноприносными неоген—палеогеновыми глинами, мощность которых достигает 90—100 м и более. Широко развитая зона выветривания палеозойских пород имеет площадной и ленточный характер. Ее мощность изменяется в значительных пределах — от 20 до 300 м, причем над рудными телами она, как правило, увеличена. Неоген—палеогеновые глины большей частью перекрыты чехлом мощностью 2—4 м слабозакрепленных и слабообводненных золотых песков. Ландшафтно-геохимические условия Атасуйского района соответствуют ландшафтам: сухих степей с мелкосопочником и кальциево-натриевым классом водной миграции; пустынного пенеплена с гипсовым классом на эффузивно-осадочных образованиях; пустынных древних долин с соленосным классом водной миграции на аллювиально-пролювиальных отложениях.

Рудные отложения атасуйского типа имеют, как известно, ряд

специфических особенностей. Основными из них являются: а) приуроченность оруденения к отложениям углисто-глинистокарбонатных обычно переслаивающихся пород верхнедевонского возраста; б) стратифицированность руд, в) пространственное сочетание железо-марганцевого и полиметаллического оруденения, г) наложение на полосчатые, стратифицированные, пластовые железо-марганцевые и цинковые руды цинково-свинцово-баритового гидротермального оруденения.

Опытными работами по сорбционно-солевой съемке на участках известных рудных месторождений атасуйского типа было установлено, что основными элементами-индикаторами глубокозалегающих месторождений являются сорбированные формы нахождения марганца, меди, цинка, йода, а косвенными — серебра, бария, свинца. При этом представительным горизонтом опробования являются верхние горизонты глин, располагающиеся на контакте с эоловыми песками. Положительные результаты, полученные при опытно-методических исследованиях на известных рудных месторождениях атасуйского типа, позволили поставить сорбционно-солевую съемку в опытно-производственном порядке на перспективных площадях, выявленных ранее по гидрохимическим и геофизическим данным. На двух участках, где мощность глин более 70—80 м, были выявлены комплексные аномалии по сорбированным формам нахождения марганца, свинца, цинка и йода. На этих участках последующим бурением выявилось оруденение. На первом участке в настоящее время ведется разведка, в ходе которой обнаружены промышленные запасы марганца и свинца. Результаты работ на этом участке представлены на рис. 1.

Таким образом, была доказана высокая эффективность сорбционно-солевой съемки при поисках глубокозалегающего оруденения в условиях Центрального Казахстана.

Эта съемка оказывается и достаточно эффективной на площадях Карело-Кольского региона, перекрытых мощной (до 60—100 м) толщей моренных отложений.

В данных условиях наложенные литохимические ореолы отличаются невысокой контрастностью, преобладанием закрепленных малоподвижных в водной фазе, сорбированных форм нахождения элементов в наиболее тонкодисперсной составляющей части морены. Спектротометрической съемкой эти ореолы практически не выявляются. Однако исследования сорбированных и воднорастворимых форм нахождения рудообразующих элементов — никеля, меди, кобальта в морене позволяют четко выявить местоположение рудных тел и определить природу геохимической аномалии. При этом представительный горизонт опробования находится на глубине 50—80 см и соответствует горизонту ВС почвенного разреза. Гумусный горизонт А, располагающийся на глубинах 0—20 см, будучи обогащенным рудными элементами гуматно-фульватных форм, тем не менее не является представительным, так как он испытывает влияние техногенного заражения.

В качестве примера работ на участках пирит-пирротиновой, медно-никелевой минерализации и безрудных зон на рис. 2 приводятся кривые распределения содержаний сорбированных и воднораствори-

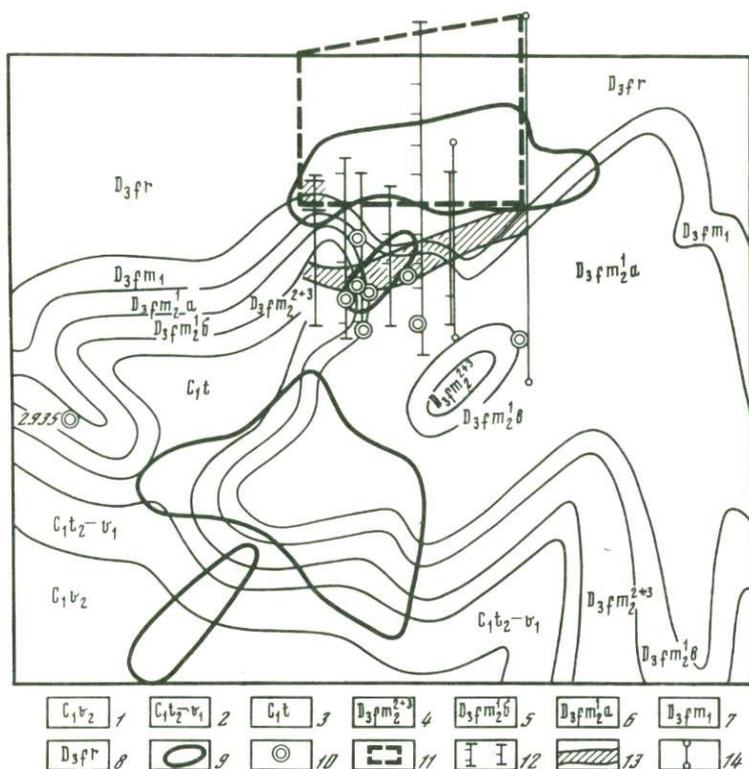


Рис. 1. Схема участка Жаманбулак (по материалам В. Я. Середы, А. А. Рожнова), составленная по результатам геохимических и геофизических работ

1 — средневизейский подъярус (углистые аргиллиты и песчаники); 2 — нижневизейский и верхнетурнейский подъярусы (нерасчлененные, карбонатно-кремнистые породы серой окраски); 3 — нижнетурнейский подъярус (углисто-кремнисто-карбонатные породы черной окраски); 4 — верхнефаменский подъярус (средняя и верхняя пакки нерасчлененных известняков с включениями браунита); 5 — верхнефаменский подъярус (рудный горизонт нижней пакки, чередование железных и марганцевых руд с прослоями кремнистых известняков); 6 — верхнефаменский подъярус, подрудный горизонт нижней пакки (углисто-кремнисто-карбонатные породы с линзами трахитовых порфиров и их туфов; органические известняки слоистой текстуры); 7 — нижнефаменский подъярус (мергелистые известняки черной и темно-серой окраски); 8 — франкий ярус (вишнево-красные песчаники и алевролиты с линзами кислых эффузивов и их туфов); 9 — солевые ореолы рудообразующих элементов; 10 — скважины; 11 — границы детального участка сорбционно-солевой съемки; 12 — профили ВП; 13 — область аномальных значений поляризуемости пород; 14 — профили маршрутной съемки ВП

мых форм рудных элементов — никеля и меди по вертикальному разрезу в мощной морене. Как видно из рис. 2, на безрудных участках количества металлов в нижних почвенных горизонтах снижаются. Соотношение между содержаниями никеля и меди составляет 1:1. Оно остается без изменения до конца почвенного разреза. В шурфах, заданных в зоне пирит-пирротиновой минерализации, в нижних горизонтах почвенного разреза наблюдается непрерывное увеличение концентрации металлов с глубиной. При этом медь преобладает над никелем (рис. 2,а). На участках развития медно-никелевой минерализации также наблюдается возрастание концентраций никеля и меди с

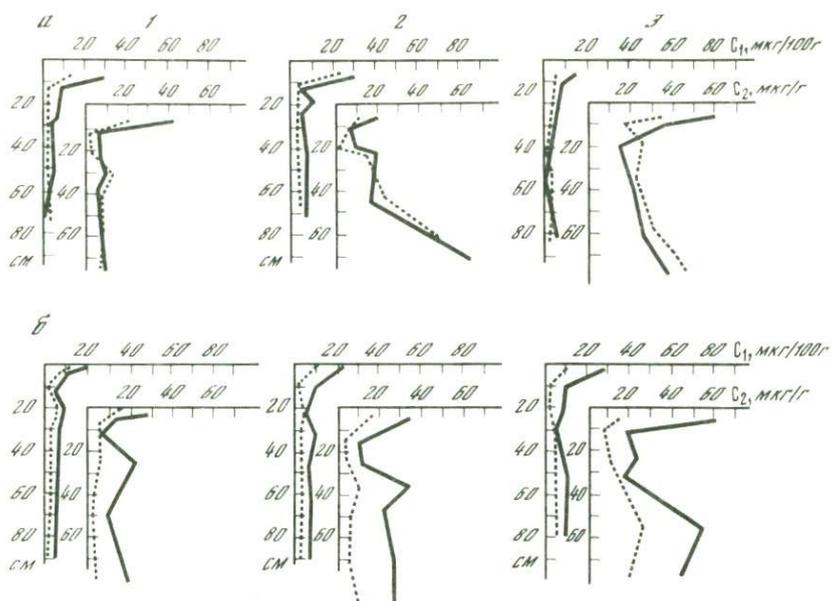


Рис. 2. Распределение содержаний никеля и меди в почвенных горизонтах на участках развития пирит-пирротиновой (а) и медно-никелевой (б) минерализаций

1—3 — зоны: 1 — безрудные, 2, 3 — с рудной минерализацией

$C_1$  — содержание воднорастворимых форм никеля (сплошная линия) и меди (пунктир) в водных вытяжках,  $C_2$  — содержание сорбированных форм тех же элементов в кислотных вытяжках

глубиной, но в этом случае никель постоянно преобладает над медью (рис. 2, б). Соотношения между содержаниями сорбированных форм никеля и меди в подпочвенном горизонте над различными геологическими объектами Карело-Кольского региона характеризуются следующими цифрами. Над безрудными гнейсами соотношение между никелем и медью 1:1. На участках пирит-пирротинового оруденения медь над никелем всегда преобладает и соотношение между ними достигает до 3:1. В пределах площадей развития основных, ультраосновных пород содержание никеля и меди относятся как 4:1 при постоянном преобладании никеля над медью. Это превышение количества никеля над медью резко увеличивается в зоне сульфидной медно-никелевой минерализации, где оно достигает 8:1.

Следует отметить, что сорбционно-солевая сэмка была поставлена в опытный порядок на небольших площадях, и поэтому методика работ нуждается в дальнейшей разработке применительно к условиям различных районов СССР. Необходимо выяснить конкретный механизм образования наложенных ореолов в разных ландшафтно-геохимических зонах на различных минеральных объектах, изучить особенности поведения разных форм нахождения элементов в различных по составу рыхлых отложениях и сорбционные свойства последних, определить предельную глубину сэмки, исходя из конкретных методических разработок (например, опыт работ на участках развития грубообломочных отложений с промывным водным режимом на

Рудном Алтае показывает отсутствие контрастных наложенных ореолов).

Нельзя считать окончательной и методику приготовления вытяжек с целью определения различных форм нахождения отдельных элементов. В этом направлении необходимо проведение экспериментальных работ по выбору рациональной для того или другого элемента вытяжки, исходя из конкретных форм связи; химическое окончание должно быть переведено на атомно-абсорбционный анализ.

Одним из важных поисковых признаков глубокозалегающих рудных месторождений в закрытых районах являются водные ореолы рудообразующих элементов.

При благоприятных гидрогеологических условиях на земной поверхности может происходить разгрузка подземных вод, обогащенных рудными элементами, в частности за счет процессов электрохимического растворения и биохимического разложения первичных руд. На сульфидных месторождениях водные ореолы химического и электрохимического происхождения должны различаться по своим особенностям. Так, в результате процессов химического окисления сульфидных руд образуются водные ореолы меди, железа, цинка на полиметаллических, медноколчеданных месторождениях; меди, никеля, железа — на медно-никелевых; меди, железа, молибдена — на медно-молибденовых месторождениях. Воды участков месторождений имеют преимущественно сульфатный состав, пониженные значения рН, устойчивые повышенные значения окислительно-восстановительного потенциала (Eh), обусловленного наличием в растворе системы  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ .

Водные ореолы электрохимического происхождения характеризуются повышенными содержаниями свинца и цинка — на полиметаллических месторождениях; никеля — на медно-никелевых; молибдена ( $MoO_4^{2-}$ ) на медно-молибденовых месторождениях; медь и железо во всех случаях имеют подчиненное значение. Содержание в водах ионов  $SO_4^{2-}$  недостаточно для образования заметных ореолов рассеяния сульфат-ионов. Общий химический состав вод участка месторождения почти не изменяется по отношению к среднему химическому составу вод района; значения рН вод также остаются постоянными. Величины Eh плохо воспроизводятся из-за отсутствия в растворах буферных окислительно-восстановительных систем, в частности системы  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$ .

При одновременном проявлении процессов химического окисления и электрохимического растворения сульфидных руд образуются водные ореолы смешанного происхождения. Эти ореолы характеризуются повышенными содержаниями тяжелых металлов и сульфат-иона, при этом свинец, цинк, никель, молибден в водах в большинстве случаев преобладают над медью и железом, несмотря на обратные соотношения этих металлов в рудах. Воды участков месторождений имеют гидрокарбонатно-сульфатный или сульфатно-гидрокарбонатный состав. В случае вод малой минерализации может отмечаться некоторое понижение значений рН. Величины Eh, благодаря наличию в водах несколько повышенного содержания железа, воспроизводятся удовлетворительно.

Водные ореолы электрохимического происхождения могут быть зафиксированы в условиях слабого развития процессов химического окисления в зоне выветривания коренных пород, на участках глубокого залегания сульфидных руд.

Опыт гидрохимических исследований, проведенных в разных районах, показывает, что водные ореолы имеют значительную площадь распространения, дальность миграции элементов от рудной залежи может составлять сотни метров и первые километры. Это обстоятельство позволяет использовать сравнительно редкую сеть опробования при оценке потенциальной рудоносности больших площадей. Наиболее оптимальным вариантом гидрохимической съемки при поисковых работах является съемка масштаба 1:50 000.

Весьма важным индикатором глубокозалегающих полезных ископаемых являются газовые ореолы, в частности, газовые ореолы ртути. Последние могут отмечаться на земной поверхности на участках сульфидных месторождений, в пределах зон глубинных разломов, перекрытых аллохтонными отложениями мощностью 300—400 м и более [30]. Газовые ореолы фиксируются как в почвенном, так и в атмосферном воздухе. В последнем случае наблюдения газовых ореолов могут производиться на разных высотах порядка десятков и первых сотен метров.

Опыт работ, проведенных в последние годы, показывает, что в атмосфере наряду с газовыми ореолами можно фиксировать ореолы рудных месторождений в виде аэрозолей [3]. Состав аэрозолей во многом определяется геологическими причинами, в частности, минеральным составом рудных залежей. Еще в шестидесятых годах А.Л. Ковалевский высказывал идею о том, что растения, поглощая элементы-индикаторы руд из почв и горных пород, затем испаряют их в воздух. Эта идея была подтверждена работами Баринжера (Канада), сотрудниками НПО "Рудгеофизика". Таким образом, аэрозоли могут являться индикатором глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых.

Анализ результатов исследований вторичных ореолов рудных месторождений позволяет сделать выводы о целесообразности использования в качестве поисковых индикаторов глубокозалегающих рудных месторождений наложенных литохимических, водных и газовых ореолов. Эти ореолы могут изучаться на всех этапах и стадиях геокартинговой, поисковых и разведочных работ. Однако выбор рациональной методики проведения геохимических поисков существенно зависит от ландшафтно-геохимических условий региона, типа элементарного геохимического ландшафта в районе работ, масштаба съемки, экономичности исследований.

Рассмотрим схему применения перечисленных выше ореолов в качестве поисковых признаков глубокозалегающих рудных залежей на разных типах элементарных геохимических ландшафтов. Как известно [13], выделяются следующие типы элементарного геохимического ландшафта: 1) элювиальный, 2) трансэлювиальный, 3) аккумулятивный, 4) гидроморфный.

В пределах автономного элювиального и подчиненного транс-

элювиального ландшафтов из вторичных ореолов наиболее надежным поисковым признаком глубокозалегающих руд являются газовые ореолы, которые могут фиксировать местоположение рудоконтролирующих разломов (месторождения руд, вскрытые эрозией и перекрытые элювиально-делювиальными образованиями небольшой мощности в этих ландшафтах, четко отмечаются литохимическими ореолами по их "механической" составляющей). Водные и наложенные ореолы в этих условиях практически не наблюдаются.

В пределах аккумулятивного (супераквального) ландшафта, где развиты дальноприносные (аллохтонные) образования разного литологического состава, могут быть зафиксированы наложенные литохимические, водные и газовые ореолы, связанные с глубокозалегающими рудными телами. При этом водные ореолы целесообразно изучать в ходе проведения мелко- и среднемасштабных работ, а наложенные ореолы — при средне- и крупномасштабных съемках. Газовые ореолы в данных условиях при наличии дальноприносных глинистых образований являются менее информативными по сравнению с наложенными ореолами.

В случае развития аллювиальных грубообломочных образований сорбционно-солевая съемка по наложенным ореолам мало эффективна. В этих условиях вполне оправдано применение относительно дорогостоящего ореольного варианта метода ЧИМ [16, 17].

Поиски глубокозалегающих руд в гидроморфных (аквальных) ландшафтах по вторичным ореолам проводились до настоящего времени в опытном порядке в небольших объемах. В случае заболоченных участков достаточно эффективным являются опробование илстых образований, применение торфогеохимического метода, исследования железистых образований с сорбированными формами нахождения элементов [15, 29].

Рассмотрим возможности использования вторичных ореолов при поисках глубокозалегающих рудных месторождений в различных геохимических ландшафтах СССР. Как известно, на территории Советского Союза выделяются тундровые, таежно-мерзлотные, лесные без мерзлоты, степные и лесостепные, сухостепные и пустынные, горно-луговые ландшафты. Для тундровых ландшафтов характерно интенсивное морозное выветривание, образование грубообломочных россыпей и литохимических ореолов механического происхождения, наличие ультрапресных вод. На закрытых площадях тундровых ландшафтов могут проявляться водные, наложенные литохимические, газовые, биогеохимические ореолы. При мелко- и среднемасштабных поисках (масштабы 1:200 000 — 1:50 000) глубокозалегающих рудных месторождений на территориях, перекрытых мощной толщей дальноприносных отложений, наиболее целесообразно применение гидрохимического метода в комплексе с воздушными и наземными вариантами геофизических съемок (магниторазведка и гамма-спектрометрия в воздушном и наземном вариантах и гравиразведка в наземном варианте). В связи с относительно большими размерами водных ореолов по площади можно ограничиться довольно редкой сетью опробования, например, 1—2,5 водопункта на 1 км<sup>2</sup> площади. В данных

случаях область распространения геологического объекта, обуславливающего появления водных ореолов, устанавливается по результатам гравиметрической и магнитной съемок.

На стадии детальных поисков в случае грубообломочных дальноприносных образований можно рекомендовать применение атмосферической съемки, в частности по ореолам ртути в нижних слоях атмосферы. Для этого целесообразно использовать вариант атмосферической съемки, предложенный сотрудниками Ленинградского университета [24, 25] и основанный на прямых оптических атомно-абсорбционных определениях паров ртути непосредственно в слое воздуха без отбора проб. Этот метод следует применять в комплексе с геофизическими методами, представленными главным образом методами электроразведки.

Таяжно-мерзлотные ландшафты охватывают значительную часть территории СССР (около 30%). Для них характерно повсеместное развитие многолетней мерзлоты, преобладание низкой минерализации вод, относительно слабое развитие зоны окисления; вынос металлов из почв затруднен. Существует гидравлическая связь между поверхностными и подземными водами, которая осуществляется через системы ослабленных зон и трещин, пронизывающие слои многолетнемерзлых пород.

В этих условиях при мелко- и среднемасштабных поисковых работах высокоэффективным оказывается применение гидрохимического метода. Об этом наглядно свидетельствует опыт работ Красноярского геологического управления, Томского политехнического института.

Сравнительный анализ геолого-экономической эффективности применения гидрохимического метода в Красноярском крае показывает, что эффективность этого метода здесь в 8 раз превышает эффективность по СССР в целом [6].

При поисках глубокозалегающих рудных месторождений перспективно также применение атмосферической съемки. Опыт дистанционных газортутных съемок (т.е. без отбора проб воздуха) в этих ландшафтах является положительным.

При детальных поисковых работах в закрытых районах, где мощность покровных отложений превышает 20 м и более, положительный эффект могут дать биогеохимические съемки по ореолам элементов-индикаторов в растениях, почвах (гуматно-фульватные комплексы металлов), торфах [1, 10, 15, 29], а также атмосферические газортутные съемки.

Лесные ландшафты без мерзлоты, которые характерны, например, для Карело-Кольского региона, отличаются развитием процессов интенсивного выноса многих металлов из верхних горизонтов почв, формирования зоны окисления, обилием поверхностных водотоков и выходов грунтовых и трещинных вод с низкой и средней минерализацией. 80% площади Карело-Кольского региона закрыто моренными отложениями мощностью свыше 15—20 м и заболочено. В закрытых районах указанных ландшафтов при мелко- и среднемасштабных поисковых работах наиболее целесообразно применение гидрохими-

ческого метода совместного с методами гравиразведки и магнито-разведки. Это позволяет в условиях Карело-Кольского региона потенциально никеленосные массивы основных и ультраосновных пород четко оконтуривать по положительным гравиметровым и магнитным аномалиям, которые сопровождаются гидрохимической аномалией по никелю, меди, кобальту, сульфат-иону и отношению  $Mg/Ca$  [24]. Эффективность указанной комплексной методики, где видное место занимает гидрохимический метод, подтверждается обнаружением новых рудных зон с промышленным содержанием никеля, а также ранее неизвестных зон сульфидного оруденения.

На этапе детальных поисков (м-б 1:10000 — 1:5000 и крупнее) выявленные геохимические аномалии обследуются сорбционно-солевым методом в комплексе с методом переходных процессов (МПП). При отсутствии техногенного заражения площади достаточно четкие результаты в индикации глубокозалегающих полезных ископаемых дает изучение гуматно-фульватных форм нахождения элементов в гумусовых горизонтах почвенного покрова и содержания рудообразующих элементов в торфах и растениях.

Лесостепные и степные ландшафты СССР характеризуются развитием системы культурного земледелия, что существенно препятствует изучению вторичных ореолов, связанных с глубокозалегающими рудами. Опыт работ Института минеральных ресурсов на Украине показывает, что в этих условиях достаточно эффективным является применение атмохимического (газотутного) и гидрохимического методов.

Закрытые площади сухостепных и пустынных ландшафтов отличаются слабой миграцией элементов-индикаторов в почвах и коре выветривания, отсутствием поверхностных стоков вод. Грунтовые воды часто являются сильноминерализованными.

В этих условиях при проведении поисковых работ в мелких и средних масштабах (масштабы 1:200000 — 1:50000) следует предусмотреть возможности атмохимических методов, основанных на определении элементов-индикаторов в атмосферном воздухе. При этом атмохимическую съемку целесообразно сочетать с гидрохимической съемкой с опробованием водоносных горизонтов, вскрываемых катировочными и опорными скважинами и с литохимическим опробованием керна, отбираемого на контакте рыхлых отложений и коренных пород.

На этапе детальных поисков глубокозалегающих руд наиболее целесообразно применение сорбционно-солевой съемки по наложенным ореолам. Эту съемку целесообразно сочетать с опробованием паров ртути в почвенном воздухе по методике ИМГРЭ [30] и с методом вызванной поляризации с большими разносами питающей линии.

Горно-луговые ландшафты при мелко- и среднемасштабных поисковых работах, как правило, обследуются литохимической съемкой по потокам рассеяния. Для поисков глубокозалегающих нескрытых эрозией рудных залежей целесообразно применять атмохимическую съемку, которую целесообразно сочетать с литохимической съемкой по первичным (эндогенным) ореолам.

Краткий обзор результатов исследований наложенных литохимических, водных и газовых ореолов, связанных с глубокозалегающими рудными месторождениями в различных геохимических ландшафтах СССР, показывает, что в этих условиях эффективность применения геохимических методов является достаточно высокой.

Однако опыт поисковых работ по указанным видам ореолов еще не велик. Поэтому необходима постановка дальнейших теоретических, методических и экспериментальных исследований по проблеме поисков глубокозалегающих рудных месторождений применительно к конкретным ландшафтно-геохимическим условиям.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Антропова Л.В.* Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния рудных месторождений. Л.: Недра, 1975. 143 с.
2. *Белякова Е.Е., Резников А.А., Крамаренко Л.Е.* и др. Гидрохимический метод поисков рудных месторождений. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 268 с.
3. *Вавилин Л.Н.* Перспективы создания азрозольного геохимического метода поисков месторождений твердых полезных ископаемых. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1982, ч. 2, с. 133—138.
4. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М.: Мир, 1968. 368 с.
5. *Глухов В.А.* Оценка геолого-экономической эффективности применения геохимических методов поисков месторождений твердых полезных ископаемых. — В кн.: Экономическая эффективность применения геохимических методов при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. М., ИМГРЭ, 1978, с. 3—19.
6. *Голубев В.С., Гарибянц А.А.* Гетерогенные процессы геохимической миграции. М.: Недра, 1968. 192 с.
7. *Карасик М.А., Герасимова Л.И., Порошин Э.С.* К теоретическим основам газотрутного метода поисков рудных месторождений. — В кн.: Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1971, вып. 5, с. 5—30.
8. *Карасик М.А., Кирилица С.И., Герасимова Л.И.* Пары некоторых металлов как атмогеохимические индикаторы эндогенного оруденения. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, N 3, с. 693—696.
9. *Квятковский Е.М.* Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1977. 189 с.
10. *Ковалевский А.Л.* Биогеохимические поиски рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 144 с.
11. *Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н.* Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 238 с.
12. *Нежданова И.К., Свешников Г.Б., Суетин Ю.П.* Опыт применения сорбционно-солевого метода при поисках сульфидных медно-никелевых руд в районах Кольского полуострова и Карелии. — Вестн. ЛГУ, 1974, N 18, с. 44—50.
13. *Перельман А.И.* Геохимия ландшафтов. М.: Высш. шк., 1966. 392 с.
14. *Перельман А.И.* Законы гипергенной миграции элементов как теоретическая основа геохимических поисков. — В кн.: Стратегия геохимических поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1980, с. 28—47.
15. *Полкарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 407 с.
16. *Рыс Ю.С., Гольдберг И.С.* Способ частичного извлечения металлов (ЧИМ) для поисков рудных месторождений. — В кн.: Методика и техника разведки. Л.: ОНТИ ВИТР, 1973, N 64, с. 47—56.
17. *Рыс Ю.С., Гольдберг И.С., Воронин Д.В.* Применение геоэлектрохимических явлений для поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1982, ч. 2, с. 147—151.
18. *Сафронов Н.И.* К вопросу об "ореолах рассеяния" месторождений полезных ископаемых и их использования при поисках и разведке. — Пробл. сов. геологии, 1936, т. 6, вып. 4, с. 302—323.

19. Сафронов Н.И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л.: Недра, 1971. 216 с.
20. Свешников Г.Б. Электротехимические процессы на сульфидных месторождениях. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.
21. Свешников Г.Б., Добычин С.Л. Гальваническое растворение сульфидов и ореолов рассеяния тяжелых металлов. — Геохимия, N 4, 1956, с. 70—76.
22. Свешников Г.Б., Ильин Ю.Т., Ларионов Г.Ф. и др. Методика комплексных геофизических и геохимических работ при поисках рудных месторождений Атасуйского типа. — Учен. зап. ЛГУ, 1971, N 361, с. 107—119. (Вопр. геофизики; Вып. 21).
23. Свешников Г.Б., Нежданова И.К., Суетин Ю.П. Применение гидрохимического метода при поисках сульфидных медно-никелевых руд в масштабах 1:50000—1:25000 в Карело-Кольском регионе. — Учен. зап. ЛГУ, 1977, N 391, с. 90—95. (Вопр. геофизики; Вып. 26).
24. Свешников Г.Б., Туркин Ю.И., Виноградов Б.П., Свистов П.Ф. Атмохимический метод и его применение при поисках рудных месторождений. — Вестн. ЛГУ, 1975, N 24, с. 80—83.
25. Свешников Г.Б., Ларионов Г.Ф., Виноградов Б.П. и др. К теоретическим и методическим основам сорбционно-солевого метода поисков сульфидных месторождений. — Вестн. ЛГУ, 1972, N 12, с. 62—69.
26. Свешников Г.Б., Туркин Ю.И., Свистов П.Ф. и др. Способ поисков месторождений полезных ископаемых. А.с. N 457956, 1974 (СССР).
27. Смирнов С.С. Зона окисления сульфидных месторождений. М.; Л.: ОНТИ, 1936. 336 с.
28. Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алта-Ата: Изд-во АН КазССР, 1959. 266 с.
29. Тайсаев Т.Т. Применение торфогеохимического метода при поисках колчеданно-полиметаллических и молибденовых месторождений в Бурятии. — В кн.: Геохимические поиски месторождений цветных металлов. Красноярск, 1977, с. 131—135.
30. Фурсов В.З. Ртуть — индикатор при геохимических поисках рудных месторождений. М.: Недра, 1977. 144 с.
31. Фурсов В.З. Атмохимические методы поисков рудных месторождений (некоторые результаты и направление дальнейших исследований). — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1982, ч. 2, с. 125—129.
32. Bolviken B., Logn O. An electrochemical model for element distribution around sulphide bodies. — In: 5th Intern. geochem. explor. symp. Amsterdam: Elsevier, 1975, p. 631—648.
33. Govett G.J.S., Goodfellow W.D., Whitehead R.E.S. Experimental aqueous dispersion of elements around sulfides. — Econ. Geol., 1976, vol. 71, p. 925—940.
34. Habashi F. The mechanism of oxidation of sulfide ores in nature. — Econ. Geol., 1966, vol. 61, p. 587—591.

УДК 550.84.093

Г.А. Булкин

#### ПУТИ РАЗБРАКОВКИ АНОМАЛИЙ ПО СТЕПЕНИ ИХ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ

Значение геохимических методов поисков определяется, во-первых, влиянием этого комплекса методов на общее состояние геологоразведочных работ: в 2—3 раза сокращается объем горной проходки и бурения [8]; во-вторых, применение геохимических методов приводит к открытию месторождений, о чем неоднократно сообщалось в литературе. В обоих случаях важную роль играет правильный выбор из общего числа выявленных в результате геохимических поисков аномалий, наиболее перспективных для открытия месторождений.

Оценка геохимических аномалий заключается в последовательном

ответе на четыре группы вопросов: 1) связана ли аномалия с оруденением, рудопроявлением или является ложной; 2) если связана, то с каким — по составу полезных компонентов, масштабу и генезису — полезным ископаемым; 3) является ли аномалия удаленной от рудного тела или околорудной, надрудной или подрудной остаточной; 4) если она околорудная или надрудная, то где, в каких геологических условиях и в каком направлении находится рудная зона. Ответы на эти вопросы могут быть найдены с помощью эмпирических и теоретических методов: первые заключаются в сравнении качественных и количественных характеристик аномалий с зонами первичных и вторичных ореолов известных месторождений (методы аналогии); вторые — в анализе на основе моделей ореолообразования, в рамках которых различные характеристики аномалий тесно увязаны друг с другом. В настоящее время преобладают эмпирические, но намечается серьезный поворот к теоретическим методам, острая нехватка которых становится все ощутимей.

Начнем с эмпирических методов. Ответ на первую группу вопросов при оценке аномалий сейчас дается главным образом на основе изучения геохимических спектров, размеров и контрастности аномалий. Общее правило заключается в том, что чем богаче спектр элементов в пределах аномалии, тем выше вероятность ее связи с рудной зоной. Табл. 1, в которой показаны элементы, наиболее распространенные в зонах первичных ореолов некоторых типов месторождений, иллюстрирует указанное правило. Совмещение элементов поэтому является важным критерием перспективности аномалий, особенно если оно определено различными методами — например, газорутным и литохимическим, гидрогеологическим и шлиховым или если в нем сочетаются положительные и отрицательные аномалии. Последние на гидротермальных месторождениях получили название ореолов выщелачивания [2] и все чаще выявляются в зонах первичных и вторичных ореолов. Например, ореолы выщелачивания Ba, Pb, Zn, Ni, Co, Ti и других элементов были открыты нами вокруг ртутных рудных тел Никитовского рудного поля в Донбассе, причем эти ореолы прослеживались и в почвах, и в рыхлых отложениях над осевой зоной Главной Донецкой антиклинали, контролирующей положение руд.

Если в результате поисковых работ обнаружена серия однотипных аномалий, то большое значение для их разбраковки имеет контрастность, которая при своих высоких значениях является одним из самых надежных признаков оруденения [15]. Это подтверждается на многочисленных примерах: в первичных ореолах рассеяния Pb, Zn и Hg вокруг полиметаллических месторождений, Hg, Sb и As — вокруг ртутных месторождений, W, Ag, Sb и As — вокруг вольфрамовых месторождений. Контрастность аномалий различна для рудных полей, месторождений и рудных тел, усиливаясь от первых к последним на 1—2 порядка [13]. В некоторых случаях, например в связи с золото-серебряной минерализацией Сибири [9], контрастность позволяет различать аномалии, связанные с региональными и рудными процессами.

Во вторичных ореолах и потоках рассеяния контрастность значительно ниже, чем в первичных: для редкометального оруденения к примеру в 5—10 раз.

Таблица 1

**Характеристика состава ореолов рассеяния  
месторождений разного типа**

Месторождения различных типов	Геохимический спектр ореолов
Борные	B, Fe, Zn, Mo, W, Bi, As, Sn, Ba, Pb, Co, Cu, In
Железорудные	Mn, V, Zn, Ni, Co
Молибденовые	Mo, W, Bi, Cu, Ag, B, Ba, Sr, Pb, Zn
Молибдено-вольфрамовые	Mo, W, Bi
Медно-молибденовые	Cu, Mo, Zn, Mn, Ag, Cd
Медноколчеданные	Cu, Mo, Co, Ag, Zn, Pb
Медно-порфировые	Cu, Mo, Sn, W, Ag, Pb, Zn, Co, Ni
Медно-никелевые	Cu, Ni, Co, Zn, Pb, Au, Ag, Fe
Медно-урановые	Cu, Ag, U, Pb, Hg, Mo
Вольфрамовые	W, Ag, Bi, Zn, Mo, Ag, Sn
Оловянные	Sn, Zn, Ag, As, Bi, Cu, Pb, W
Оловянно-свинцово-цинковые	Sn, Pb, Zn, Ag, Cu, As, Bi, In, Cd, Sb, W
Полиметаллические	Pb, Zn, Cu, Ag, As, Co, Ni, Mo, Ba, Hg
Золото-серебряные	Au, W, Mo, As, Bi, Pb, Zn, Cu, Sb, Hg
Золоторудные	Au, Pb, Cu, Zn, As, Ba, W, Sb, Mo, Hg, Ag
Сурьмяные	Sb, As, Hg, Cu, Pb, Zn, Ni, Sn, Tl, Ge, Bi, Ba
Ртутные	Hg, Sb, As, Ag, Zn, Pb
Урановые	U, Tn

Таблица 2

**Характеристика состава ореолов рассеяния  
полиметаллических месторождений в разных районах СССР**

Район; месторождение	Геохимический спектр ореолов	Литературный источник
Восточно-Черноморская провинция	F, Pb, Zn, Cd, Cu, Ag, As, B	Гагатаи, Бойл, 1977 г.
Армения	Hg, Ba, Pb, Ag, Zn, Cu, Sr, Bi, Mo, Co, Ni	Аратикян, 1977 г.
Азербайджан, Мацехское	Cu, Ti, V, Cr, Pb	Шихалибейли, Байрамалибейли, 1978 г.
Казахстан, Сарысу-Тенгизский район	Pb, Ag, Cu, Ba, Hg, Mo, As, Co	Розанов и др., 1978 г.
Казахстан, Жайрем	Pb, Ag, Cu, Co, Sr, Ba, Zn	Муканов, Беляшов, 1975 г.
Приамурье, Чангоянское	As, Pb, Ag, Cu, Sn, Ni	Сандомирский и др., 1977 г.

Размеры имеют столь же важное значение для разбраковки аномалий, что и контрастность. При изучении ртутных руд Никитовского рудного поля оказалось, что размеры первичных ореолов рассеяния ряда элементов, и в первую очередь Hg, Sb и As, пропорциональны объему и качеству рудных тел и закономерно убывают в направлении к более бедным рудами флангам. Прямая зависимость размеров ореолов от объема рудных тел наблюдалась и для других регионов и видов месторождений полезных ископаемых. Но эта зависимость определяется не только морфологией руд, но и физико-химическими условиями рудообразования, вследствие чего сравнение

разобщенных в пространстве или различающихся по генезису аномалий невозможно.

При поисках глубокозалегающего оруденения часто выделяются аномалии, которые бесперспективны для нахождения руд по своему структурно-литологическому положению, глубине залегания, времени рудообразования и т.п. Поэтому необходимо комбинировать геохимические данные с геологическими и геофизическими.

Эффективный способ разбраковки аномалий в железных шляпах разработан в Австралии [16]. Удалось обнаружить, что в аномалиях, образовавшихся в зоне окисления сульфидных месторождений (независимо от возраста, геологических условий, типа подстилающих руд и глубины залегания), изотопный состав свинца идентичен составу сульфидов. Вне зоны окисления изотопный состав свинца более неоднородный и разбросанный.

Для распознавания стратиформных сульфидных месторождений и рудопроявлений Канадского пояса [17] более информативны количественные отношения  $Cu/Zn \cdot Co$ ,  $Cu/Zn$  и  $Sn/Zn$ , особенно в сочетании с данными об изотопном составе и концентрациях  $Pb$  и  $Cd$ . Разбраковать эти месторождения только по составу изотопов серы или аномальных элементов ( $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Pb$ ,  $Ni$ ,  $Ag$ ,  $In$ ,  $Sn$ ,  $Sd$ ,  $Co$ ) невозможно.

Большое внимание в связи с разбравкой аномалий обращается на изучение влияющих на них экзогенных и почвообразующих процессов. Например, в верхних горизонтах кор выветривания сильные процессы выщелачивания, благодаря чему в железных шляпах некоторых полиметаллических месторождений отсутствуют ореолы  $Pb$ ,  $Cu$ ,  $Zn$ ,  $Co$  и  $Ni$ . В иных случаях концентрации элементов в зоне окисления или усиливаются (сурьма в районе Абширского сурьмянорудного поля СССР [7]), или появляются заново вне связи с оруденением (медь к северо-востоку от района Маунтайзы, Австралия). В зоне аэрации почв при малой и нестабильной влажности аллохтонного покрова за счет испарения поровых растворов образуются ложные аномалии молибдена и других элементов [1].

Определенными возможностями при выборе перспективных аномалий обладает изучение фазового состава соединений. Например, признаком сульфидного оруденения, как это установлено на ряде советских и зарубежных медноколчеданных, полиметаллических и ртутных месторождений, является высокое отношение сульфидной ртути к общей. В ее безрудных аномалиях общее содержание может быть достаточно высоким, но указанное отношение остается неизменным.

Ответ на вторую группу вопросов о том, с каким полезным ископаемым — по составу, масштабу или генезису — связана аномалия, весьма труден. Из табл. 1 и 2 видно, что состав элементов, наиболее часто встречающихся в зонах первичных ореолов, хотя и различается для разных видов полезных ископаемых, но не всегда стабилен для одного. Кроме того, геохимический спектр элементов для разнотипных месторождений одного региона нередко бывает сходен. Имеется серия "сквозных" элементов, ореолы которых развиваются вокруг обширных групп месторождений. Например, ореолы рассеяния ртути (включая и газообразной) стабильно присутствуют в рудах и рудовмещающих породах

месторождений металлов — Hg, Sb, Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Cd, U, Fe, W, Mo, пьезокварца и других полезных ископаемых независимо от их минерального состава (сульфидного, окисного, силикатного или хлоридного). Практически то же следует сказать и об ореолах F, Cl, B, As, являющихся более или менее надежными индикаторами разнообразных руд. Тем не менее по составу спектров, качественным или количественным особенностям зон первичных и вторичных ореолов, их контрастности и размерам, сочетанию с ореолами выщелачивания и геологическому положению все же возможно "узнавание" вида скрытого оруденения и его генетических особенностей, а также предварительная оценка масштабов оруденения. Эмпирические методы не дают общих правил подобного "узнавания", но отдельных его примеров накопилось предостаточно. В центральной части Донбасса по свойствам зон первичных ореолов (зависящих от структурно-морфологического типа руд, литологического состава вмещающих пород и разрывных нарушений) оказалось возможным установить не только местоположение, но и тип руды. В Колумбии и Пенсильвании вторичные ореолы рассеяния ртути и ее водные аномалии в комплексе с другими индикаторами оруденения позволили не только оконтурить промышленные объекты, но и определить предварительно их масштабы. По содержаниям Sr, Nb, In, а также по их отношениям в касситеритах возможна перспективная оценка оловорудных тел, а элементы-примеси в турмалинах часто позволяют определить тип неизвестных турмалин-содержащих месторождений.

В одних и тех же регионах различия в геохимическом спектре зон ореолов более заметны. На месторождениях Японии вокруг свинцово-цинковых и медно-порфириновых руд развиваются устойчивые аномалии высоких и средних содержаний хлора, а вокруг олово-вольфрамовых руд — еще и фтора. В Забайкалье наибольшая контрастность ореолов молибдена связана с гидротермальными, а наибольшая контрастность ореолов вольфрама — со скарновыми рудами.

Ответ на третью группу вопросов о том, каково положение аномалий относительно рудного тела, чаще всего основывается на зональности первичных ореолов. Зональность проявляется в качественных и количественных признаках оруденения, в составе элементов и их соединений, в величинах отношений содержаний, в статистических параметрах распределения и т.п. В настоящее время отмечают три типа зональности.

Концентрическая зональность заключается в симметричном положении зон первичных ореолов относительно рудных тел, причем границы ореолов рассеяния подвижных элементов более удалены от руд, чем границы ореолов инертных элементов и границы ореолов выщелачивания. На ртутных месторождениях по мере приближения к рудам последовательно появляются положительные аномалии Hg, As, Sb, Ge, Mo, La и отрицательные аномалии Ba, Pb, Ni, Zn и Co. В ряде месторождений других типов сочетание ореолов рассеяния и ореолов выщелачивания в их внутренней части, определяющее концентрическую зональность, позволяет ответить на вопрос о положении рудного тела. При этом контуры ореолов выщелачивания нередко подобны контурам

ореолов рассеяния, а зональности первичных и вторичных ореолов взаимосвязаны и характеризуются одинаковым литологическим возрастным и структурным контролем.

Вертикальная зональность заключается в смещении ореолов разных элементов относительно друг друга и относительно рудных тел. Наиболее часто в надрудные толщи выносятся легколетучие элементы, которые именно поэтому являются индикаторами нижележащего оруденения и даже позволяют определить расстояние до рудного тела. Подобные аномалии ртути известны над золото-сурьмяными и золото-свинцово-цинковыми месторождениями Закавказья, полиметаллическими месторождениями Болгарии и Казахстана, медными и полиметаллическими месторождениями Южного Урала, пьезокварцевыми месторождениями Памира и Приполярного Урала. Надрудные аномалии изучены на различных месторождениях титана на железо-марганцевом месторождении Жайрем в Казахстане, свинца — на свинцово-цинковом рудопроявлении во Франции, бария — над ртутными Кавказа и т.п. Эмпирические наблюдения дают многочисленные примеры вертикальной зональности, но общие закономерности ее формирования пока не выявлены.

В некоторых случаях вертикальная зональность отвечает зональности отложения руд или тесно связана с метасоматическими процессами. При этом в надрудные толщи сдвигаются аномалии одних, а в подрудные — других элементов. Приведем несколько примеров. На золоторудных месторождениях Якутии вертикальная зональность создается последовательным смещением As, Ba, Sb, Cu, W, Zn, Au, Ag. На некоторых борных месторождениях Западного Забайкалья в надрудные толщи проникают ореолы Ba, Pb, Cu, Zn, в подрудные — Mo и Co. На пьезокварцевых месторождениях первичные ореолы ртути различаются по формам нахождения: в надрудные ореолы представлены хлорной и сорбированной, в подрудные — сульфидной и изоморфной формами.

Горизонтальная зональность ореолов вызывается смещением относительно рудоподводящих каналов и рудоконтролирующих структур. Например, на ртутных месторождениях Донбасса аномалии Mo и W нередко сдвинуты в сторону рудоподводящих продольных разрывных нарушений. Если смещение закономерно, то данный вид зональности, как и другие, позволяет определять положение рудных тел и примерное расстояние до них.

Зональность, как уже упоминалось, проявляется и в количественных признаках оруденения. Например, корреляция Hg с Cu, Pb и Zn на Дербиевском рудном поле в верхних частях рудных тел отсутствует, в средних — имеет положительное, а в нижних — отрицательное значение. Известны случаи (Садоно-Унальское и Фиагдонское полиметаллические месторождения), когда кривая распределения содержаний рудного элемента в руде, в отличие от надрудных пород, имеет бимодальный характер.

С помощью зональности ореолов устанавливается положение уровня эрозионного среза относительно рудных тел и аномалий. Значительная часть последних может быть отбракована, если оказывается, что эрозия уничтожила основную массу руды. Именно этот вид построе-

ний наиболее часто описывается в литературе. Примеры таких построений известны для Казахстана, Восточного Забайкалья, Сибирской платформы и многих других районов. Для одного из золоторудных полей Якутии установлено, что перспективность глубоких горизонтов увеличивается к юго-западу в связи с уменьшением степени эродированности рудовмещающих структур [10]. По отношению содержания элемента в ореоле на поверхности и на одном из более глубоких срезов можно установить, что верхняя граница ореола находится выше современного среза, и оценить примерную глубину залегания руд. По другому количественному показателю зональности был определен уровень эрозии месторождений Кафанского и Кусмурун, причем в последнем этот уровень оказался более глубоким, чем предполагалось [11].

Ответ на четвертую группу вопросов о том, где, в каких геологических условиях и в каком направлении находится руда, основывается на изучении ряда геохимических аномалий и их свойств. Обычно это изучение позволяет выявить складчатые и разрывные нарушения, контролирующие оруденение, а также горные породы или их сочетания, благоприятные для рудоотложения. Например, в Центральном Донбассе зоны первичных ореолов ртутного оруденения тяготеют к осевой части Горловской антиклинали, пространственно связаны с продольными разрывными нарушениями и находятся внутри наиболее мощных пластов карбоновых песчаников, т.е. в тех же условиях что и ртутное оруденение. Ореолы рассеяния ртути в сочетании с зонами пересечения крупных линеаментов позволили найти новые месторождения ртути в Хайдарканском районе. На Агаскирском молибденовом месторождении с помощью первичных ореолов уточнена форма рудных тел и показано направление развития оруденения на глубине. То же сделано на одном из золоторудных месторождений, где с помощью металлоорганических соединений оконтурены перспективные участки и определено продолжение золоторудной зоны. Газортутные аномалии в сочетании с аномалиями водорода и углекислого газа позволяют определять рудоконтролирующие разломы и трещины, а также положение руд под осадочными толщами, причем размеры аномалий над открытыми тектоническими структурами, как правило, выше, чем над закрытыми. Наконец, зональность ореолов нередко совпадает с зональностью оруденения, как, например, на одном из молибденовых месторождений.

Краткая характеристика состояния эмпирических методов разбраковки аномалий показывает, что эти методы не обладают способностью выявлять общие критерии разбраковки, сильно зависят от региона и вида полезных ископаемых и, в большинстве случаев, требуют предварительных методических работ на сходных месторождениях, не представляя, однако, гарантий применимости результатов. Разбраковка аномалий чрезвычайно затруднена тем, что условия ореолообразования, в сущности, мало изучены. Мы не можем ответить на ряд вопросов, весьма важным и, даже, первочередных при разбраковке. Например, как — при прочих равных условиях — различаются аномалии, образовавшиеся при разных температурах,

давлениях, концентрациях главных и второстепенных элементов и т.п.? Единственная возможность ответа заключена в физической теории ореолообразования, которая, однако, пока развивается слабо. Большое значение в этом отношении имеет энергетика рудообразования Н.И. Сафронова [14]. В соответствии с ней можно считать установленным, что более перспективна та аномалия, энергия концентрации которой выше, а энтропия ( $\Delta S = -R \ln \frac{C}{C_0}$ , где  $R$  — универсальная газовая постоянная,  $C$  — концентрация,  $C_0$  — кларковое или фоновое содержание) ниже.

Эта закономерность означает, что богатые по спектру химических элементов аномалии более перспективны на руды, и вполне подтверждается соответствующими успехами поисковой геохимии. Доказано, что термодинамическая функция энтропии находится в отрицательной функциональной связи с информационной [3], а последняя зависит от свойств статистического распределения частот содержаний. Отсюда следует, что чем выше в аномалии математические ожидания и дисперсии содержаний элементов, тем сама аномалия перспективнее. Это положение вполне согласуется с изложенными выше эмпирическими оценками контрастности ореолов.

При всем положительном модель Н.И. Сафронова не является точной, так как расчет энергии концентрации (рудообразования) ведется на основе теории идеального газа, а коэффициент полезного действия (КПД) для всех элементов принимается в виде условной величины. В действительности, как показал Г.И. Менакер [12], идеальному газу могут быть уподоблены только кларковые содержания элементов. По мере отклонения от кларков свойства реальных веществ, образующих надфоновые концентрации, все более отличаются от свойств газов. Вблизи границ ореольных содержаний эти свойства еще близки к газоподобным, что было использовано нами для расчета температур ореолообразования [4]. Однако в целом ореоло- и рудообразование требуют развития специальных моделей.

Одна из таких моделей, а именно модель миграции элементов по геохимическому циклу [5], привела к определению понятия КПД при геохимической миграции  $\eta = n/m$ , где  $n$  — масса элемента, концентрирующаяся в некотором состоянии,  $m$  — его общая масса, проходящая это состояние. Эта модель содействовала более точному определению энергии рудообразования и позволила получить соотношения, важные для разбраковки аномалий [6]. В частности, если геохимический процесс гомоморфен циклу, представленному совокупностью изохорно-адиабатических составляющих, то его КПД (который соответствует давно известному в геохимии понятию степени концентрации) равен

$$\frac{n}{m} \leq 1 - (C')^{1-\gamma}, \quad (1)$$

где  $C' = \frac{C}{C_0}$  — изменение содержаний,  $\gamma$  — показатель адиабаты вещества, в виде которого элемент участвует в процессе. Учитывая, что высокая степень концентрации при прочих равных условиях боль-

ше содействует рудообразованию, чем низкая, легко понять, что приведенное соотношение позволяет по минеральному или фазовому составу, а также содержанию элемента в аномалии определить долю концентрирующегося вещества. При знании общих масштабов процесса это позволяет выявить перспективность аномалий. Так, например, присутствие в ртутных аномалиях вещества, расположенного по величине показателя адиабаты в следующем ряду, левее  $\text{HgSO}_4$ ,  $\text{Hg}_2\text{I}_2$ ,  $\text{Hg}_2\text{Cl}_2$ ,  $\text{HgCl}_2$ ,  $\text{HgS}$ ,  $\text{HgO}$ ,  $\text{HgI}$ ,  $\text{Hg}$ , говорит соответственно о большей перспективности аномалии. Величина КПД тесно связана с термодинамическими параметрами процесса, в частности

$$\frac{n}{m} \leq 1 - \frac{T_2}{T_1}, \quad (2)$$

где  $T_1$  и  $T_2$  — температуры систем ореолообразования и окружающей среды соответственно.

Соотношения (1) и (2) позволяют определить точный вид зависимостей массы вещества в ореоле от его содержаний или температур концентрирующего процесса, тем самым являясь серьезным средством разбраковки аномалий. В отличие от эмпирических результатов это средство универсальное, хотя пока и не совершенное, ибо для его применения, например, необходима разработка методов определения КПД в реальной геохимической обстановке.

В целом результаты использования теоретических методов интерпретации скорее иллюстрируют возможности этих методов, нежели достижения. Эти методы дополняют эмпирический подход, позволяя его совершенствовать и развивать. В то же время для дальнейшего их развития необходимо как получение иных видов эмпирических данных, так и совершенствование энергетических аспектов геохимии, создание физической теории геохимического фона и ореолообразования и в целом дальнейшее развитие теоретической геохимии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Батулин С.Г. Условия образования и поисковое значение литохимических аномалий молибдена в зонах аэрации. — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М., 1977, с. 260—269.
2. Булкин Г.А. Первичные ореолы выщелачивания на Никитовском рудном поле. — Бюл. науч.-исслед. ин-та, 1967, т. 1, с. 55—58.
3. Булкин Г.А. Введение в статистическую геохимию. Л.: Недра, 1972. 207 с.
4. Булкин Г.А. К определению температур формирования первичных ореолов рассеяния ртути. — Докл. АН СССР, 1974, т. 215, N 3, с. 697—700.
5. Булкин Г.А. Модель геохимического цикла и концентрационный эквивалент миграции. — Докл. АН СССР, 1980, т. 253, N 3, с. 705—709.
6. Булкин Г.А. О взаимосвязи характеристик миграционных процессов. — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, N 2, с. 697—701.
7. Воронов В.Г., Шаповалов В.Н. О геохимической зональности Абширского рудного поля. — Тр. Ташк. политехн. ин-та, 1977, N 211, с. 36—40.
8. Григорян С.В., Кузин М.Ф. Применение метода первичных ореолов при разведке эндогенных рудных месторождений. — В кн.: Методика и техника геохимических поисков рудных месторождений, М., 1977, с. 3—27.
9. Гундобин Г.М. О полигенности первичных ореолов в областях развития минерализации золото-серебряной формации. — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск, 1978, с. 158—167.

10. Квятковский Е.М., Яковлев В.И., Нюппенен Т.И. О степени эродированности одного из золоторудных полей Якутии по геохимическим данным. — Зап. Ленингр. горн. ин-та, 1977, N 2, с. 44—48.

11. Маркосян А.А., Матвеев А.А. Выявление геохимической зональности в однотипных медных месторождениях. — Науч. сообщ. науч.-исслед. проект. ин-та цвет. металлов "Арнипроцветмет", 1978, N 23, с. 17—21.

12. Менакер Г.И. Теоретические функции распределения микроэлементов в изверженных породах. — Зап. ВМО, 1978, N 2, с. 146—157.

13. Петровская С.Г. Первичные ореолы Шахтаминского рудного поля (Восточное Забайкалье). — В кн.: Геохимические методы поисков месторождений цветных металлов. Новосибирск, 1979, с. 123—143.

14. Сафронов Н.И., Мецераков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. Л.: Недра, 1978. 215 с.

15. Таусон Л.В., Корнева А.Р. Этапы формирования эндогенных полей аномальных концентраций Бомгорхонского рудного узла. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1978, с. 34—43.

16. Gulson B.L. Lead isotope results of acid leaching experiments on acid volcanics and black shales in the ore environment. — *Geochemistry*, 1977, vol. 11.

17. Seccombo P.K. Sulphur isotope and trace metal composition of stratiform sulphides as an ore guide in the Canadian shield. — *Geochem. Explor.*, 1977, vol. 8, N 1/2.

УДК 550.84.041:553.64

*Э.К. Буренков, А.М. Зорин*

#### **ОПЫТ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ СКРЫТЫХ ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРА**

Выявление закономерностей распределения содержаний микроэлементов в осадочных отложениях и геохимические критерии фациальных условий осадкообразования рассматриваются в качестве основы методики геохимического прогнозирования и поисков осадочных месторождений.

В распределении микроэлементов в породах Егорьевского месторождения фосфоритов и Каратауского фосфоритоносного бассейна установлены строгие и четкие закономерности.

Концентрация микроэлементов неоднородна по стратиграфическим горизонтам и изменяется в широких пределах. Для каждого стратиграфического горизонта можно выделить набор элементов. Так, на Егорьевском месторождении четвертичные отложения характеризуются повышенными содержаниями циркония, валанжинские — цинка и ниобия, породы рязанского горизонта — ванадия и хрома, отложения волжского горизонта — стронция, бора, германия и, наконец, оксфордские глины обогащены барием, кобальтом, молибденом, никелем, свинцом, скандием, титаном.

Таким образом, рудные горизонты обогащены ванадием, хромом, стронцием, бором, германием, а нерудные — цирконием, свинцом, скандием, титаном, кобальтом, молибденом, никелем, ниобием, цинком, барием.

Авторы предлагают с целью интенсификации выделения рудных фосфоритоносных горизонтов использовать коэффициент рудоносности (К), который представлен собой отношение мультипликативных

содержаний элементов первой группы ко второй в каждом исследуемом горизонте (т.е. отношение элементов-индикаторов рудных горизонтов к элементам-индикаторам, характерным для безрудных горизонтов). При вычислении коэффициента рудоносности в числителе и знаменателе используются разные элементы; именно этим обстоятельством и объясняется резкое увеличение контрастности при этом способе. Остальные возможные вариации вычисления коэффициента рудоносности малоэффективны, так как контрастность незначительна.

Как показали исследования авторов, действительно отношение мультипликативных содержаний элементов первой группы ко второй на безрудных горизонтах не превышает десятых долей (в основном тысячные доли), в то время как для проб из рудных горизонтов оно составляет уже только целые числа, а в пробах с высоким содержанием  $P_2O_5$  достигает 3500—7000, то есть различаются на несколько порядков.

В Каратауском фосфоритоносном бассейне неравномерное распределение средних содержаний микроэлементов в разрезе отложений от венда до среднего кембрия во многом обусловлено их неоднородным литологическим составом. Отложениям малокарройской свиты присущи максимальные содержания титана, кобальта, молибдена, циркония, хрома, ванадия, никеля, меди, олова и бора, причем содержание первых четырех элементов значительно превышает их содержание в отложениях других горизонтов, т.е. они являются наиболее характерными элементами-индикаторами этих отложений. Содержания свинца в отложениях малокарройской свиты минимальные, что также можно расценивать как отличительный признак отложений этой свиты.

Отложения продуктивной толщи чулактауской свиты, так же как и отложения малокарройской свиты, характеризуются максимальными значениями содержаний стронция, свинца, иттрия, иттербия, и их содержания более чем в два раза выше, чем в отложениях других горизонтов. Они также несут повышенные содержания бария и марганца. Лантан и серебро установлены только в отложениях этой толщи. Таким образом, достаточно надежными элементами-индикаторами отложений продуктивной толщи являются серебро, лантан, стронций, свинец, иттрий, иттербий. Примечателен и тот факт, что повышенные содержания в отложениях малокарройской свиты характерны главным образом для элементов группы железа, тогда как для отложений продуктивной толщи (без доломитов) — элементы редкометальной группы, стронций и барий. Такое четкое распределение элементов указывает, несмотря на в общем терригенный характер отложений обеих свит, на геохимическую специализацию отложений, образовавшихся в различных геохимических обстановках и, в частности, сопровождающих фосфатонакопление или сопутствующих этому процессу.

Наиболее низкими средними содержаниями в разрезе Каратауского бассейна (венд—средний кембрий) характеризуются горизонты доломитов чулактауской и шабактинской свит. Доломиты шабактинской свиты обеднены, хотя и незначительно по сравнению с доломитами чулактауской свиты, большинством элементов, за исключением молибдена.

Наибольший интерес, с точки зрения поисковой индикации и установления геохимических критериев поисков пластовых фосфоритов каратауского типа, представляют геохимические особенности разнообразных по литологическому составу отложений продуктивной толщи.

Основываясь на материалах К.Т. Табылдиева по литолого-фациальному анализу фосфоритоносных отложений месторождения Коксу, авторами были детально изучены отложения продуктивной толщи этого месторождения. Геохимических закономерностей, отражающих изменение фациально-генетических типов и особенностей слоистости этих образований, выявлено не было. В связи с этим возникла необходимость выделения в разрезе более крупных пачек, отражающих эти изменения, и выявления геохимических особенностей этих пачек.

Был составлен схематический разрез продуктивной толщи чулактауской свиты, в котором условно выделены горизонты отложений, характеризующиеся различным соотношением фосфоритов и терригенной составляющей (снизу вверх): 1) фосфат-кремнистый горизонт, 2) "нижние" фосфориты, 3) фосфат-терригенный горизонт, 4) существенно-терригенный горизонт, 5) существенно-фосфатный горизонт, 7) горизонт "фифти", 7) "верхние" фосфориты, 8) железо-марганцевый горизонт.

Микроэлементный состав отложений продуктивной толщи неоднороден, а средние содержания варьируют в широких пределах. Это, по-видимому, может быть связано с неоднородностью литологического и минерального составов отложений, изменением фациальных условий осадконакопления, различным положением по отношению к береговой линии и целым рядом других факторов, влияющих на распределение микроэлементов и степень их концентрации и определяющихся условиями накопления отложений и изменением геохимической обстановки.

Анализ данных распределения средних содержаний микроэлементов в продуктивной толще Каратауского бассейна показывает наличие различий в микроэлементном составе выделенных горизонтов и, в частности, фосфоритов "нижнего" и "верхнего" горизонтов. При этом для нижних двух горизонтов максимальные, хотя и не очень существенные, различия выделяются по барию, иттрию, с одной стороны, и олову, лантану — с другой. Отношение мультипликационных показателей этих пар элементов для "нижних" фосфоритов составляет — 7,4; для "верхних" — 0,74. Использование мультипликативных отношений возможно с целью установления формационной принадлежности фосфоритов к верхнему или нижнему горизонту. В целом же микроэлементный состав фосфоритов обоих горизонтов весьма сходен, что указывает не только на однородный их состав, но и сходные условия формирования. Так, подавляющее большинство элементов характеризуется близкими значениями средних содержаний. Отмечая сходство в поведении элементов, можно на этом основании выделить группы или ассоциации типоморфных элементов, которые объединяются по признаку сходного поведения в разрезе, т.е. распределение их содержаний в вертикальном разрезе характеризуется единой схемой.

Следовательно, по резкому изменению содержаний при переходе от

одного горизонта отложений к другому можно установить границы смены геохимической обстановки одного бассейна, которые в целом должны соответствовать смене геологических условий осадконакопления. Различие же в микроэлементном составе, выраженное в изменении концентраций микроэлементов, может быть использовано для расчленения и корреляции отложений, слагающих толщу, в том числе и фосфоритов.

Используя мультипликативное отношение крайних членов ряда подвижности:  $\frac{\text{Mo} \cdot \text{Ni} \cdot \text{Co} \cdot \text{Pb}}{\text{Ti} \cdot \text{Cu} \cdot \text{Mn} \cdot \text{Ba}} \cdot 10^{-5}$ , рассчитанное по основным стратиграфическим подразделениям всех изученных месторождений, можно воссоздать условия осадконакопления, распределение фаций, а также общую палеогеографическую и палеогеоморфологическую обстановку в период накопления фосфоритоносных отложений Каратауского бассейна.

Авторами была сделана попытка воспроизвести также отдельные фрагменты палеогеохимической истории Каратауского бассейна. Малокарыйская свита характеризуется, по-видимому, сравнительно мелководным характером отложений. Сравнительное положение береговой линии показывает, что наиболее прибрежные фации охватывают площади месторождений Учбас, Герес, Кокджон и Чулактау. Остальная часть бассейна, включая площади месторождений Коксу, Беркуты Северное, Джилан, Тьесай, характеризуется более удаленными от береговой линии условиями образования. Анализ общей палеогеохимической картины образования бассейна показывает, что снос материала происходил, скорее всего, со стороны Большого Каратау, и бассейн постепенно углублялся на север.

Во время образования нижних доломитов чулактауской свиты дно бассейна постепенно углубляется, причем переход от сравнительно мелководной части бассейна к сравнительно глубоководной достаточно резкий.

Дальнейшее углубление дна бассейна происходит во время образования фосфоритов чулактауской свиты и охватывает площади месторождений Коксу, Беркуты Северное, Тьесай, причем наиболее удаленные от береговой линии фации занимают площади месторождений Беркуты Северное и Тьесай. Конфигурация дна бассейна, по-видимому, указывает на образование фосфоритов в различных палеогеологических условиях от сравнительно глубоководных на месторождении Коксу. Следует иметь в виду и тот факт, что мы имеем дело только с частью бассейна, поэтому представляется правомерным утверждение о перспективности площадей севернее полосы Коксу — Беркуты Северное — Тьесай и о наличии здесь месторождений типа Кокджон.

В период образования шабактинской свиты бассейн вновь характеризуется как сравнительно мелководный. На это указывает широкое распространение сравнительно прибрежных фаций почти на всей площади бассейна.

Исследованиями, проведенными на месторождениях Коксу, Герес и Кокджон, на контакте с рудным горизонтом (продуктивная толща) в

перекрывающих доломитах шабактинской свиты установлены комплексные геохимические аномалии (или "шлейфы") марганца, титана, меди, стронция, никеля, ванадия и свинца, характеризующиеся, хотя и слабо, аномальными содержаниями этих элементов. Несмотря на то что выделяемые геохимические аномалии перечисленных элементов характеризуются различными параметрами (форма, размеры, степень концентрации, положение относительно рудного тела и т.д.), они образуют в 200—300-метровой зоне над рудными телами комплексные геохимические аномалии, весьма выдержанные по простиранию рудных тел.

Происхождение этих аномалий является следствием развития в перекрывающих и подстилающих доломитах шлейфов повышенных концентраций элементов-индикаторов фосфоритового оруденения, а также элементов, непосредственно характеризующих нижнюю часть разреза шабактинских доломитов и верхнюю часть разреза нижних доломитов как фациальный тип отложений, т.е. элементов-индикаторов, определяющих фациальную принадлежность этих отложений. В настоящее время разделить элементы на эти группы весьма затруднительно, хотя такие элементы, как ванадий и свинец являются типичными для фосфатонакопления. В связи с этим ниже рассмотрим шлейфы каждого элемента в отдельности на примере месторождения Коксу как наиболее полно изученного. Следует лишь оговориться, что при более высокой чувствительности анализа круг элементов мог быть расширен и, в первую очередь, за счет таких элементов, как иттрий, иттербий и др., т.е. элементов-индикаторов фосфоритового оруденения.

Марганец образует наиболее узкую зону шлейфа повышенных концентраций, начинающихся непосредственно с интервала 0—10 м (интервал опробования). Во всех рассмотренных случаях марганец образует также шлейфы с выдержанными параметрами. Максимум концентрации всегда приходится на первую пробу, непосредственно характеризующую 10-метровый интервал над рудным телом. Изменения содержаний в шлейфе характеризуются двумя типами кривых: а) плавное понижение до фоновых значений, б) двухгорбая кривая с провалом иногда до фоновых содержаний; при этом второй максимум содержаний во всех случаях ниже первого. Наиболее распространены первый тип распределения содержаний.

Содержания марганца в шлейфе установлены в пределах 0,1—0,15%. Ширина шлейфовой зоны 50—60 м и в единичных случаях достигает 120—130 м.

Титан образует относительно широкий шлейф повышенных концентраций. Размеры его варьируют в широких пределах, в среднем достигая 120—130 м, причем переход от аномальных содержаний к фоновым, в отличие от марганца, резкий. Передовая граница шлейфа имеет строго фиксированное положение и располагается в 30—40 м от продуктивного горизонта, редко приближаясь к 20—30 м.

Характер изменения содержаний в шлейфе очень похож на распределение марганца второго типа, т.е. представляет собой двухгорбую кривую с двумя, реже тремя максимумами концентраций.

Отмеченный провал не столь ярко выражен и не опускается до уровня фоновых содержаний. Первый максимум содержаний располагается, как правило, на интервале 20—70 м от рудного тела. Второй максимум содержаний прослеживается в интервале 100—150 м.

Кроме марганца и титана шлейфы повышенных концентраций установлены для стронция, меди, свинца, ванадия и никеля. Перечисленные элементы образуют шлейфы не столь контрастные, как шлейфы у марганца и титана (размеры, уровень содержаний, положение относительно рудного тела и т.д.).

Стронций образует широкий (до 200 м) шлейф повышенных концентраций, хотя, рассматривая распределение стронция в отдельных пробах, можно наблюдать большое многообразие типов распределения, начиная от плавного и кончая пикообразным.

Поведение меди еще более сложно, хотя в целом она образует очень широкий до 250 м шлейф повышенных концентраций, который расположен на некотором (до 10—20 м и более) удалении от рудного тела.

Характер поведения свинца, ванадия и никеля во многом схож. Все они, как правило, образуют шлейфы с большим количеством разрывов, причем в этих провалах содержания иногда достигают фоновых значений. Шлейфы свинца и никеля могут располагаться как непосредственно над фосфоритами, так и на некотором удалении от них. Положение максимумов содержаний непостоянно и может проявляться в любой части шлейфа, но чаще они фиксируются на интервале 0—60 м.

Таким образом видно, что над продуктивной толщей в доломитах шабактинской свиты устанавливаются комплексные геохимические аномалии, характеризующиеся зональностью в распределении микроэлементов.

Закономерности распределения содержаний микроэлементов в перекрывающих доломитах шабактинской свиты, с одной стороны, подтверждают тезис о цикличности процесса фосфатонакопления и появления признаков фосфатного оруденения задолго до образования собственно фосфоритовых залежей, а с другой — позволяют корректировать направление поисковых работ и прогнозировать новые площади для обнаружения перекрытых месторождений фосфоритов.

Наличие нескольких ассоциаций элементов в комплексной геохимической аномалии и закономерного распределения их содержаний в разрезе доломитов позволяет использовать отношения содержаний этих элементов как для интерпретации рудоносности геохимической аномалии, так и для определения глубины залегания перекрытых горизонтов фосфоритов. С этой целью рекомендуются следующие

геохимические коэффициенты:  $Mn \cdot Ti$ ;  $\frac{Mn \cdot Ti}{Sr \cdot Cu}$ ;  $\frac{Mn}{Ti}$ .

*Коэффициент  $Mn \cdot Ti \cdot 10^{-4}$ .* Поведение марганца и титана в комплексной геохимической аномалии наиболее устойчиво. Марганец образует шлейфы до 50—70 м от рудного тела, титан — до 130—150 м. Следовательно, их мультипликативный коэффициент должен контрастно

выделять широкую зону доломитов, расположенных над рудным телом.

Рассматривая распределение значений этого коэффициента в надрудных горизонтах различных месторождений, видно, что значения более  $1 \cdot 10^{-4}$  отмечаются на расстоянии от рудного тела в пределах 100—250 м на месторождении Коксу, 200—300 м на месторождении Кокджон и 100—150 м на месторождении Герес.

Приведенный фактический материал свидетельствует о возможности применения геохимического показателя  $Mn \times Ti$  со значениями, большими  $1 \cdot 10^{-4}$  для выявления участков, где глубина залегания продуктивного горизонта 250—300 м и менее.

*Коэффициент*  $\frac{Mn \cdot Ti}{Sr \cdot Cu} \cdot 10^{-2}$ . Как показано выше, наиболее

фиксированные шлейфы повышенных концентраций в интервале 0—250 м наблюдаются у марганца, титана, меди и стронция. Естественно предположить, что отношение мультипликативных показателей этих двух групп элементов, вероятно, должно выделять зону доломитов, расположенную вблизи рудного тела, причем ее мощность должна быть меньшей, чем мощность, определяемая с помощью коэффициента  $Mn \cdot Ti$ .

На месторождении Коксу значения этого коэффициента в зоне от 0 до 150 м превышают  $0,1 \cdot 10^{-4}$ . Характер поведения значений коэффициента в надрудной зоне аналогичен поведению коэффициента  $Mn \cdot Ti$ , но проявляется более локально. Однако на других месторождениях зоны со значениями коэффициента, большими, чем указанный, достигают 160 м и более. Особенно это четко проявляется в разрезах скважин, где такие зоны прослеживаются до 300—500 м от рудного тела. Это же подтверждается и распределением значений показателя в надрудной зоне месторождений Герес и Кокджон, где контуры зон со значением, большим чем  $0,1 \times 10^{-2}$  почти точно соответствует контурам зон, выделенных с помощью коэффициента  $Mn \times Ti$ .

По-видимому, такое распределение значений этого показателя, с одной стороны, указывает на возможность его применения для выделения участков с глубиной залегания продуктивного горизонта до 150 м, только в пределах определенной литологофациальной зоны (месторождение Коксу), с другой стороны, указывает на возможное его применение, как дополнительного, совместно с коэффициентом  $Mn \times Ti$  для оконтуривания участков с глубиной залегания фосфоритов до 300 м, при этом за пороговое берется значение коэффициента, равное  $0,1 \cdot 10^{-2}$ .

*Коэффициент*  $\frac{Mn}{Ti}$ . Исходя из поведения марганца и титана вблизи продуктивного горизонта и учитывая строго фиксированное положение "шлейфов" повышенных концентраций этих элементов, авторы считают возможным использовать коэффициент  $\frac{Mn}{Ti}$  для выявления горизонтов доломитов, непосредственно перекрывающих продуктивный горизонт.

На месторождении Коксу на интервале 0—20 м этот коэффициент выше 10. На более отдаленных от рудного тела интервалах это значение резко падает. Но отмечаются отдельные случаи появления на значительном отдалении от рудного тела значений, равных 10 и более. Такое распределение значений этого коэффициента определяется поведением марганца и титана в надрудной зоне. Действительно, если марганец образует максимум в интервале 0—50 м, а титан — в интервале 120—150 м от рудного тела, то, естественно, наибольшие значения коэффициента  $\frac{Mn}{Ti}$  будут приходиться на интервалы 0—20 м и 0—50 м, постепенно снижаясь до фоновых. Однако и на фоновых участках встречаются сравнительно высокие содержания марганца и титана. При этом, если имеются аномальные содержания марганца и фоновые содержания титана или значительное превышение фоновых содержаний марганца над фоновыми содержаниями титана, будут иметь место высокие значения  $\frac{Mn}{Ti}$  коэффициента. Следовательно, рассматриваемый коэффициент можно использовать только в пределах зон, выделенных по  $Mn \cdot Ti$  коэффициенту.

На остальных месторождениях Каратауского бассейна установлено такое же закономерное распределение коэффициента  $\frac{Mn}{Ti}$ , однако отмечаются случаи, когда этот коэффициент характеризуется низкими значениями. Такое распределение значений коэффициента во многом объясняется характером распределения титана в пределах бассейна. Это, с одной стороны, связано с приуроченностью отдельных месторождений к краевым фациям бассейна и проявляется в значительном увеличении, порой в два раза и более, содержаний титана по сравнению с таковыми на месторождении Коксу, с другой — особенностью строения шлейфа титана, для которого характерно наличие его максимальных содержаний непосредственно над рудным телом. Естественно, что при таком строении шлейфа наибольшие значения  $Mn \cdot Ti$  коэффициента приходятся на интервалы 0—20 м и 0—30 м, а значения  $\frac{Mn}{Ti}$  коэффициента в этих интервалах будут низкими. На месторождениях Герес и Когджон на этих интервалах значение  $Mn \cdot Ti$  коэффициента равно  $20 \cdot 10^{-4}$  и более, при этом содержание марганца превышает 0,05%, а значение  $\frac{Mn}{Ti}$  коэффициента колеблется от 1 до  $5 \cdot 10^{-4}$ . Таким образом, появление аномальных значений  $Mn \cdot Ti$  коэффициента, равного  $20 \cdot 10^{-4}$  и более, при содержании марганца 0,05% свидетельствует о близости рудного тела. Рассматривая распределение значений  $\frac{Mn}{Ti}$  коэффициента в надрудной зоне отдельных месторождений, можно сказать, что по значениям более 10 выявляются зоны: на месторождении Коксу 10—30 м, на месторождении Когджон — 10—20 м, на месторождении Герес — 10—50 м.

Исходя из вышеизложенного, представляется возможным использовать коэффициент  $\frac{Mn}{Ti}$  со значениями, превышающими 10, для выявления участков неглубокого, до 50—70 м, залегания продуктивного горизонта; оконтуривание таких участков производят только в пределах площадей, выделенных по  $Mn \cdot Ti$  коэффициенту. С этими же целями используют  $Mn \cdot Ti$  коэффициент со значениями  $20 \cdot 10^{-4}$  при содержаниях марганца 0,05% и более.

Геохимическими исследованиями, проведенными в Каратауском бассейне, выявлен ряд комплексных геохимических аномалий — признаков перекрытого фосфоритового оруденения. В связи с этим представляется возможным переоценка перспективности этого бассейна.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бевс А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
2. Буренков Э.К., Зорин А.М. и др. Закономерности распределения микроэлементов в осадочных образованиях как критерий поисков осадочных месторождений. — В кн.: Геохимические методы прогнозирования и поисков рудных месторождений: Опыт применения геохимических методов. М.: ИМГРЭ, 1976, с. 5—31.
3. Буренков Э.К., Зорин А.М. Геохимические критерии поисков перекрытых месторождений фосфоритов. — В кн.: Тезисы Всесоюз. семинара "Вещественный состав фосфоритов". Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1977, с. 87—88.
4. Васильев Е.Н. Литохимические поиски скрытых пластов фосфоритов. — Разведка и охрана недр, 1978, № 2, с. 22—25.
5. Еганов Э.А. Каратау — модель региона фосфатонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 192 с.
6. Михайлов А.С., Буренков Э.К., Зорин А.М. Геохимические исследования. — В кн.: Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М.: Недра, 1980, с. 76—77.
7. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

УДК 550.84:554.411.041

*В.А. Гулина*

#### СТРУКТУРНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

На примере одного из месторождений золотосульфидной формации показано комплексное применение структурно-геохимических критериев с целью выявления основных закономерностей локализации золотоносных кварц-сульфидных жил в пределах месторождения, рудных столбов в пределах жил и прогнозирования скрытого оруденения.

В геологическом строении месторождения принимают участие: 1) метаморфизованные габброидные породы нижнепалеозойского возраста; 2) дайковые породы, представленные гранитами и граносиенитами среднепалеозойского—нижнемезозойского возраста; 3) гипабиссальные и субвулканические малые интрузии и дайки плагио-

порфиоров, фельзитпорфиоров средне-верхнеюрского возраста; 4) субвулканические тела фельзитов верхнеюрского—нижнемелового возраста.

Блок, в котором локализуется месторождение, ограничен с юго-востока и северо-запада региональными разломами. Площадь месторождения подвергалась многократным тектоническим деформациям, которые обусловили развитие серии дизъюнктивных нарушений. Среди последних различаются додайковые (досредне-верхнеюрского возраста), дорудные, внутрирудные и послерудные (послеверхнеюрского—нижнемелового возраста).

Додайковые структуры субширотного простириания с падением на юг  $30-60^\circ$  (Центральный участок) и северо-западного простириания с падением на северо-запад (южный фланг месторождения — зона Южная 6) представляют собой зоны интенсивного расщепления с явлениями милонитизации. К первым тяготеет дайковый пояс лейкократовых гранитов. Структуры северо-западного простириания вмещают штоко- и дайкообразные тела гранитов среднепалеозойского—нижнемезозойского возраста. Указанные структуры влияли на распределение и морфологию средне-верхнеюрских даек фельзитов. Позднее в них развивалась гидротермальная минерализация.

Более поздними додайковыми структурами являются структуры северо-восточного ( $30-35^\circ$ ) простириания с падением на северо-запад, выполненные протяженными жилами молочно-белого кварца (жилы Постная, Скоростная, Горняцкая). Влияние субширотных структур выразилось в характерном кулисообразном пространственном положении упомянутых жил, наличии в них раздувов, расщеплений.

На характер и пространственное положение дорудных, внутрирудных и послерудных нарушений оказала влияние выраженная к этому времени механическая анизотропия пространства месторождения, обусловленная внедрением средне-верхнеюрских даек плагиопорфиоров и фельзитпорфиоров. Формирование дорудных нарушений происходило как путем подновления древних структур (жилы Горняцкая, Скоростная, зона Апофизы, Рудная зона I и др.), так и возникновения новых трещинных систем северо-восточного простириания с юго-восточным ( $15-25^\circ$ ) падением (жила Вера и N 2).

Крайне неоднородная среда, возникающая в дорудное время, наложила свой отпечаток на морфологические особенности жил. Выполнение жильным материалом сколовых трещин привело к возникновению жил сложной морфологии, часто с раздувами, пережимами, флексурными изгибами, кулисообразно расположенными прожилками, апофизами в трещинах оперения. Последние по генетическому типу относятся в основном к трещинам отрыва и приурочены чаще всего к зонам сопряжения основных рудовмещающих структур с додайковыми структурами субширотного простириания, сходящимися под острым углом (жилы Дочерняя, Апофиза Скоростной). На морфологические особенности жил оказывал влияние и характер вмещающих пород: так, в дайке гранитов наблюдается расщепление жилы Горняцкой с образованием типичных штокверковых зон.

Внутрирудные нарушения фиксируются: 1) по наличию внутри-

минерализационных зон дробления на участках флексурных изгибов жил (особенно они характерны для жил с юго-восточным падением — жилы N 2, Вера); 2) по стадийности процесса рудоотложения; 3) по образованию рудных столбов в результате неравномерного приоткрывания жильных полостей при внутрирудных тектонических подвижках.

Имеющиеся фактические данные относительно возраста субмеридиональных нарушений позволяют оспаривать категоричное отнесение их к послерудным. Возраст заложения таковых значительно ранний, об этом свидетельствуют многочисленные находки кварц-пиритовой, пирит-турмалиновой прожилково-вкрапленной минерализации, пространственное совмещение с жилами додайкового кварца, иногда они являются структурными, несущими продуктивную минерализацию. Развитие дорудной и рудной минерализации в указанных нарушениях носит прерывистый характер, что, по-видимому, фиксирует стадию зарождения, первую стадию длительной подготовки тектонического разрыва (по М.В. Гзовскому). В послерудную стадию субмеридиональные нарушения Центрального участка проходили свою основную стадию и третью стадию разрастания крупного разрыва, в которую произошли известные смещения кварц-сульфидных жил и широкое проявление кварц-карбонатной минерализации.

Описанные группы тектонических нарушений, последовательно развиваясь в пространстве и времени, создали своеобразную внутрирудную структуру месторождения. При рассмотрении общего плана месторождения обращает на себя внимание интенсивность проявления различных типов структур с отчетливыми закономерностями их взаимоотношения.

На южном фланге рассматриваемого месторождения имеют относительное преобладание крутопадающие додайковые нарушения, вмещающие продуктивную минерализацию (зона Южная 6 и др.). Указанные структуры располагаются в зоне сочленения регионального разлома северо-восточного простирания с северо-западными нарушениями. К северо-востоку наблюдается веерообразное разветвление этих структур (наиболее крупные зоны: Карбонатная, Кварцевая, Западный, Центральный и Восточный сместители Центрального участка); происходит постепенное затухание интенсивности проявления ранней минерализации. Продуктивная минерализация промышленной значимости на северо-восточном фланге отсутствует. Разветвленные структуры, вероятно, представляют собой системы оперяющих склоловых трещин более высокого порядка в тупом углу тектонического клина между зоной регионального разлома и Южной зоной 6.

Додайковые субширотные нарушения характерны для Центрального участка. В них фиксируется промышленное оруденение на участках близ сопряжения с основными рудовмещающими структурами. Одна из субширотных структур (Рудная зона 4) является границей раздела рудовмещающих структурных по продуктивности: в ее лежачем боку наиболее продуктивны жилы типа Горняцкой, в висячем боку — типа жилы N 2. Последний из названных тип додайковых структур (с жильным выполнением молочно-белым кварцем) характерен для всего месторождения и является сквозным.

В целом для геологического строения месторождения характерно наличие пологозалегающих даек плагиопорфиров и фельзитов с север-северо-западным падением.

Необходимо подчеркнуть, что на данной стадии изученности месторождения остается актуальным вопрос увязки рудных столбов между горизонтами в плоскостях жил. С этой целью нами использовалось золото-серебряное отношение как геохимический индикатор зон рудоотложения. Кроме того, нами изучены распределение элементов-спутников золота, минералогическая зональность, морфология рудовмещающих структур.

Закономерности связи геохимических и геологических показателей достаточно выявлены на примере известных месторождений. Так, В.Г. Звягиным предлагается попытка выяснения местоположения рудоподводящих каналов на геохимической основе с использованием золото-серебряного отношения. Зоны максимальных золото-серебряных отношений ( $Au/Ag \geq 1$ ) этим автором рассматриваются как зоны, соответствующие участкам перехода гидротерм из зон рудоподводящих каналов в зоны рудоотложения [2]. Р.А. Амосовым для описываемого месторождения установлено, что промышленные руды по сравнению с непромышленными характеризуются повышенной величиной золото-серебряных отношений.

Автором настоящей статьи установленные связи использовались для выяснения роли структурных факторов контроля оруденения. Изолинии золото-серебряных отношений строились по результатам пробирного анализа рядовых проб. Сопоставление их ориентировки со структурными элементами (линиями сопряжения, пережимами в плоскости жил, рельефом) доказывает определяющую роль структурного фактора в пространственном распределении рудообразующих потоков и зон рудоотложения.

Наличие аномально низких значений величины золото-серебряного отношения для богатых этими металлами руд в зонах непосредственного экранирования отражает, вероятно, влияние структурных экранов на миграционные свойства золота и серебра.

Структурные элементы в своих пространственных сочетаниях определили основные особенности рудных столбов описываемого месторождения. Для рудовмещающих структур с относительно крутым углом падения (жилы Горняцкая, Скоростная) характерны рудные столбы линзообразной формы с небольшой протяженностью в направлении склонения. Рудные столбы пологозалегающих жил изометричной формы. Зональные явления характеризуются высоким градиентом изменчивости.

Рассмотрение соотношений структурных элементов с процессами оруденения позволяет, прежде всего, высказать соображение о ярко выраженном узловом характере рудораспределения (рис. 1).

Развитие рудовмещающих трещинных структур в анизотропной среде привело к пространственному разобщению продуктивной минерализации. Возникновение анизотропии, по М.В. Гзовскому [1], обуславливается, во-первых, временным фактором — появлением структурных элементов (неоднократным возобновлением тектониче-

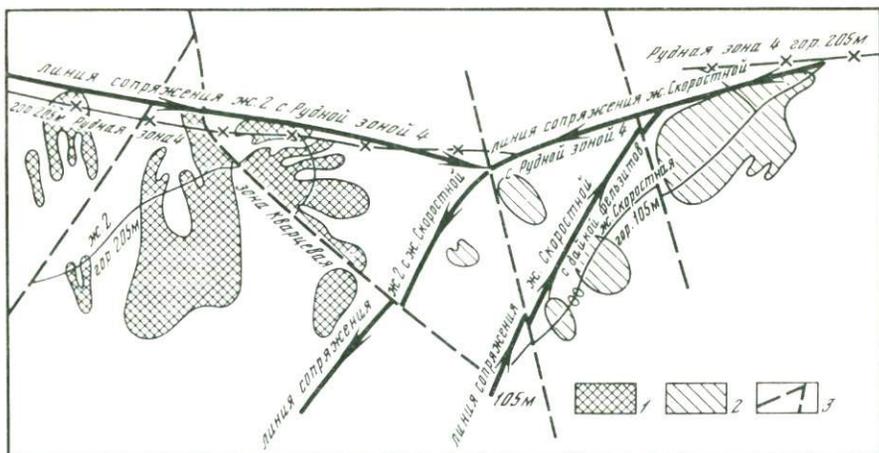


Рис. 1. Узловое размещение рудных столбов

1, 2 — рудные столбы: 1 — по жиле 2, 2 — по жиле Скоростной;  
3 — разрывные нарушения

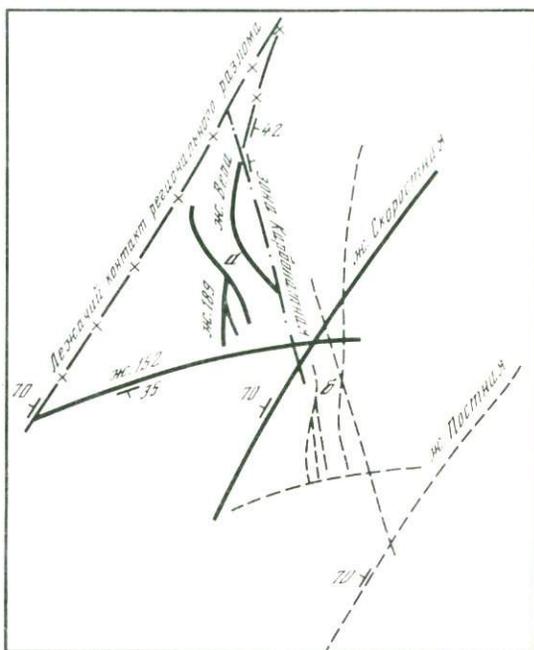


Рис. 2. Рудные тела в трещинах отрыва

а — установленные на гор. 205 м;  
б — предполагаемые на гор. 305 м

ской активности нарушений при внедрении даек) и неоднородностей в результате собственного развития дизъюнктивов; во-вторых, изменением прочности в каждой из групп пород.

По глубине заложения, масштабу оруденения и геологоструктурной обстановке выделяются рудные пучки различного порядка. Естественными границами промышленного оруденения в масштабе участков являются пологозалегающие дайки фельзитов и плагиопорфиров. Они образуют "этажность" оруденения: все известные рудовмещающие структуры Центрального участка находятся в всяческом

боку пологой дайки фельзитов, исключая жилу N 2 и рудный столб жилы Горняцкой на горизонте 205 м, располагающихся в ее лежащем боку. Жила Вера, жила 189 тяготеют к лежащему боку дайки плагио-порфиров. Таким образом, на одном гипсометрическом уровне горизонта 205 м вскрыто оруденение различных "этажей".

В пределах этажей локализуя узлов в различных частях месторождения имеет свои особенности, которые связаны, очевидно, с общим закономерным развитием структур в пространстве.

Не останавливаясь на детальной характеристике некоторых второстепенного характера (хотя и важных в качестве поискового критерия) геологоструктурных различиях, следует подчеркнуть, что общим для всех рудных узлов является присутствие тектонических разрывных нарушений различного возраста. Области разгрузки узлов сопряжений разновозрастных структур, являвшихся на всем протяжении гидротермального процесса наиболее проницаемыми зонами, оказываются благоприятными для нахождения оруденения в промышленных концентрациях. Они фактически установлены на различных гипсометрических уровнях. На этой основе, вероятно, следует строить прогноз на глубину в целом по месторождению. Пути реализации представляются: во-первых, глубинное картирование с целью выявления "этажности", во-вторых, направленное бурение в районе узлов, перспективных с геологоструктурных позиций на обнаружение промышленного оруденения (рис. 2).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Недра, 1975.
2. Звягин В.Г. Объемная минерально-геохимическая зональность на Дарасунском месторождении. — В кн.: Геология и металлогения Дарасунского золоторудного поля. Чита: Забайк. фил. Геогр. о-ва СССР, вып. 52.

УДК 550.84.092.1

*В.А. Алексеенко*

#### ДЕКРЕПТОМЕТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОИСКАХ ПО ПЕРВИЧНЫМ ОРЕОЛАМ

Развитие исследований по изучению термобарогеохимических особенностей месторождений различных формаций и особенно по изучению ореолов пропаривания около рудных тел способствовало использованию результатов этих исследований при поисках. Так, Н.П. Ермаков разработал декрептофонический, шлиховзрывной и углекисловодометрический методы поисков [2, 6]. Кроме ореолов около рудных тел (локальных ореолов пропаривания) установлено наличие ореолов пропаривания, охватывающих целые рудные районы [1, 2, 5]. Образование этих ореолов можно объяснить самоконсервацией воды и газов, ранее находившихся в породах, но нагретых и ставших активными при региональных прогревах пород. При этом растворы могли консервироваться не только во включе-

ниях, но и в микропорах, межминеральном пространстве. Наличие региональных ореолов пропаривания не препятствует обнаружению локальных ореолов, так как декрепитация включений, соответствующих региональным прогретам пород, создает своеобразный фон, постоянный для участков, испытавших одинаковые прогревы пород.

Опыт работ в области поисковой термобарогеохимии показал, что весьма эффективным является комплексное проведение декрепитометрических и собственно геохимических поисков по первичным ореолам. При этом материал одной пробы может быть использован и для спектрального, и для декрепитометрического анализов. Для последнего он отбирается при сокращении пробы, после ее измельчения на валках. Это значительно сокращает стоимость работ при декрепитометрических исследованиях: отпадает необходимость в специальной подготовке проб, и работы включают только проведение анализов, обработку данных и выделение аномалий. Использование рассматриваемого комплекса исследований целесообразно при поисках различного масштаба.

При региональных поисковых работах для термобарогеохимических исследований можно использовать лишь каждую вторую— третью из отобранных для спектрального анализа проб. По результатам декрепитометрических исследований устанавливаются относительные температуры региональных пропариваний пород, на фоне которых выявляются ореолы локального гидротермального пропаривания. На основании данных о гомогенизации и составе включений можно определить природу пропариваний. Так, сведения о концентрации солей во включениях позволяют различить локальные ореолы стратифицированных месторождений и типично гидротермальных руд, что очень важно для выбора методов дальнейших исследований. На стратифицированных месторождениях средняя концентрация солей во включениях из ореолов составляет 18% (15—20%), а на типично гидротермальных — менее 5%; кроме того, для включений из стратифицированных месторождений характерны аномально высокие величины  $\text{Na/K}$ ,  $\text{Na/Ca}$  и  $\text{Ca/Mg}$  отношений [7].

На основании результатов анализов включений в минералах Сарданского рудного района в Якутии (присутствие в резко повышенных количествах гелия и углеводородов и преобладание предельных углеводородов над непредельными) было высказано предположение о связи включений с захороненными минерализованными нефтеносными водами [4]; об этом же факте может свидетельствовать также и наличие во включениях минеральных масел и специфическое соотношение изотопов водорода [7, 9].

Данные декрепитометрических исследований, полученные при региональных поисковых работах, должны также использоваться при геохимическом (металлогеническом) районировании, так как выделение участков с различными региональными пропариваниями (как по их числу, так и по температурам) отражает различия в истории геохимических преобразований пород в периоды наибольшего напряжения геохимических процессов, когда породы буквально пропаривались гермальными водами. Так, в Каратауской полиметаллической про-

Таблица 1

**Декрептометрическая характеристика включений, соответствующих региональным пропариваниям пород различных рудных полей в Каратауской полиметаллической провинции**

Рудные поля	Температуры, соответствующие перегибам декрептограмм, °С	
Миргалимсай	140±40	440±40
Шалкия	140±40	440±40
Ачисай	130±30	450±40
Байжансай	160±35	440±30
Аксуран	160±35	440±30
Бугуньское	330±30	

винции одинаковую декрептометрическую характеристику имеют рудные поля таких крупных и удаленных друг от друга рудных районов, как Ачисайский, Шалкинский, Миргалимсайский и Байжансайский; а Бугуньское рудное поле, входящее в блок Сасык-Булакской синклинальной структуры, следует рассматривать отдельно (табл. 1).

По данным работ этого этапа устанавливается связь геохимических аномалий с гидротермальным процессом или с процессами осадконакопления и диагенеза. В первом случае геохимическая аномалия находится в пределах ореола локального пропаривания, а во втором — породы в пределах аномалии по сравнению с породами за ее пределами не отличаются по своим декрептометрическим особенностям. Так, разделение геохимических аномалий по генезису в рудовмещающих толщах Джунгарского Алатау было установлено как за пределами месторождений, так и в пределах рудных полей месторождений Большой Усек, Текели и др. Выявление генезиса аномалий позволяет оценить их перспективность.

Основная задача декрептометрических исследований при детальных поисковых работах (масштаб 1:10 000 — 1:5 000) — оконтуривание локальных ореолов пропаривания с поверхности и прослеживание их на глубину. Следует особо отметить, что практически на всех изученных месторождениях ореолы локального пропаривания около гидротермальных и гидротермально переработанных (первично осадочных) руд имеют большие размеры, чем зоны окolorудных гидротермальных изменений и первичные геохимические ореолы (рис. 1). В связи с этим в пределах локальных ореолов пропаривания следует проводить более детальные геохимические исследования с отбором дополнительных проб.

На рассматриваемой стадии поисковых работ по соотношению первичных геохимических ореолов и ореолов локального пропаривания пород может предварительно решаться вопрос о первично осадочной, полигенной или гидротермальной природе геохимических ореолов и рудных зон в целом, что особенно важно установить при поисках стратифицированных месторождений. К осадочным (гидротермально-осадочным и диагенетическим) можно отнести рудные зоны и первичные ореолы, не попадающие в локальные ореолы

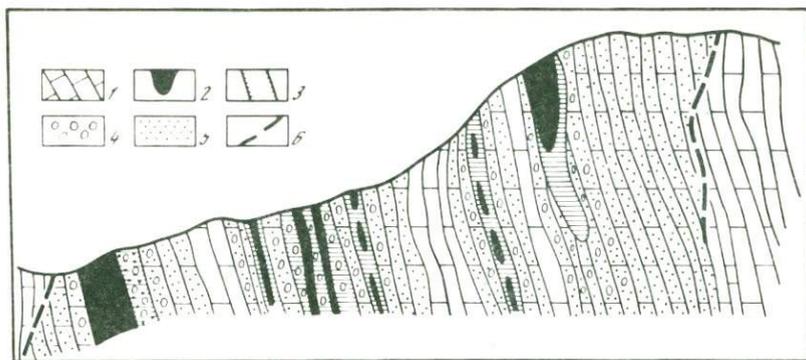


Рис. 1. Околорудные изменения, первичные геохимические ореолы и ореолы локального пропаривания на месторождении Тельманском (Джунгарский Алатау)

1 — известняки и доломиты; 2 — рудные тела; 3 — зоны окколорудных изменений пород (серпентинизация, термолитизация, окварцевание); 4, 5 — ореолы: 4 — первичные, 5 — локальных пропариваний пород; 6 — разрывные нарушения

пропаривания (рис. 2); слагающие их породы и руды по декрептометрической характеристике не имеют отличий от безрудных пород района. Собственно гидротермальные, а также подвергшиеся полной гидротермальной переработке рудные зоны и первичные ореолы целиком попадают в ореолы локальных пропариваний (см. рис. 1); для включений из всех рудных минералов этих зон характерна декрепитация при температурах, соответствующих локальным пропариваниям. На ряде месторождений основные рудные тела и окружающие их геохимические ореолы попадают в локальные ореолы пропаривания, а часть рудных тел (обычно более бедные) не имеет связи с локальными пропариваниями; такие месторождения можно относить к полигенным со сложным и продолжительным периодом формирования [8]. В зависимости от установленного генезиса рудопроявлений выбирается наиболее эффективная методика дальнейших поисково-оценочных работ. По этой методике были разделены на отдельные генетические группы свинцово-цинковые месторождения Каратау, Джунгарского Алатау, Якутии, часто относимые к "месторождениям неясного генезиса". Детальные исследования подтвердили правильность такого разделения [2].

Довольно часто данные декрептометрических исследований, получаемые при работах рассматриваемого этапа поисков, дают дополнительную объективную информацию и об осадочных рудах, так как около таких рудных тел могут возникнуть своеобразные ореолы резко повышенного ("ураганного") газовыделения при декрепитации включений, соответствующих региональным пропариваниям пород (рис. 3). Формирование таких ореолов пропаривания, видимо, обусловлено образованием и отгонкой газов при преобразованиях руд, происходящих во время региональных прогревов. Размеры этих ореолов обычно на 5—10 м превосходят размеры рудных тел, но в отдельных случаях такие ореолы прослеживаются по простиранию на расстояние до 60 м от рудного тела.

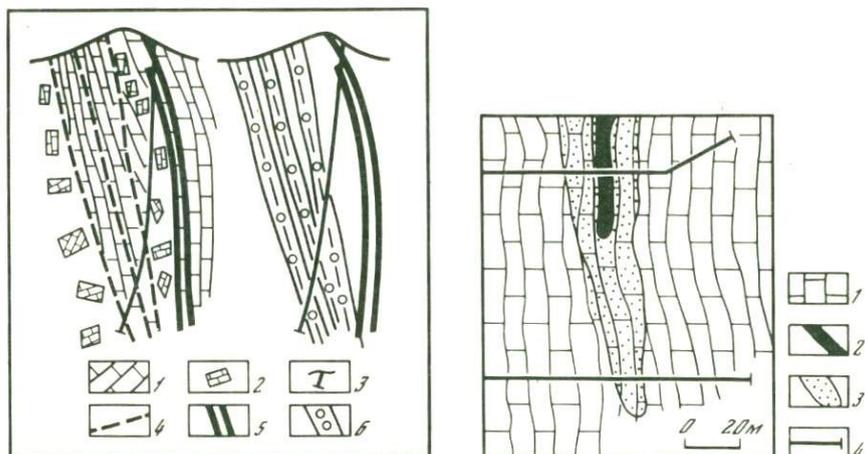


Рис. 2. Ореолы локального гидротермального пропаривания на месторождении Северное Сууктубе

1 — известняки и доломиты; 2 — карбонатные брекчи; 3 — скважины; 4 — разрывные нарушения; 5 — рудные тела; 6 — ореолы локального пропаривания

Рис. 3. Ореолы повышенного газовыделения в региональном температурном интервале

1 — известняки и доломиты; 2 — рудное тело; 3 — ореол; 4 — профили опробования

Около гидротермальных рудных тел иногда (месторождения Холоднинское, Сардана) отмечается уменьшение газовыделения (вплоть до полного его исчезновения) при нагревании проб до температур, соответствующих региональному пропариванию пород. Это объясняется гидротермальным образованием (после регионального прогрева пород) значительной части минералов, попадающих в пробу около рудных тел. Второй причиной рассматриваемого уменьшения интенсивности газовыделения может быть природная декрепитация включений, образовавшихся при региональном прогреве под воздействием более позднего гидротермального прогрева.

Таким образом, при детальном поисковых работах кроме ореолов локального пропаривания внимание следует обращать и на зоны с аномально высоким и аномально низким газовыделением при нагревании проб до температур, соответствующих региональным прогревам пород.

На этом же этапе работ определяется температурная зональность ореолов пропаривания и рассматривается ее связь с геохимической зональностью оруденения. Опыт работ на гидротермальных и грейзеновых месторождениях Южного и Центрального Казахстана показал довольно тесную связь палеотемпературных градиентов с метасоматической и рудной зональностью. Так, на месторождении Солнечное [1] концентрация молибдена в основном происходит в зонах с декрепитацией при температурах 340—380°С, а концентрация бора и фтора 270—320°С (рис. 4). Это позволяет (учитывая большие размеры ореолов пропаривания) прогнозировать развитие различных типов руд на

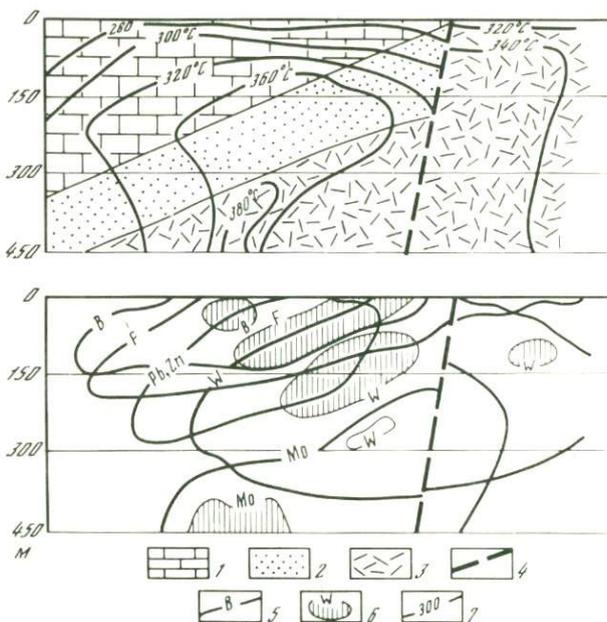


Рис. 4. Схема палеотемпературной и геохимической зональности месторождения Солнечное (продольный разрез); по Г.Ю. Коломенскому [1]

1 — мраморизованный известняк; 2 — сланцево-песчаниковая толща; 3 — туфы; 4 — разрывное нарушение; 5 — геохимические ореолы; 6 — зоны максимальной концентрации элементов; 7 — палеоизотермы

отдельных участках месторождений даже при еще нескрытых первичных геохимических ореолах.

В стадию разведочно-эксплуатационных работ по данным декрептометрических исследований в основном выявляются ореолы локальных пропариваний на глубоких горизонтах и на флангах месторождений. Проводить эти исследования целесообразно даже на осадочных месторождениях цветных металлов (особенно если есть данные о их эпигенетической гидротермальной проработке), так как в этих случаях к ореолам пропаривания будут приурочены участки наиболее богатых "мобилизованных" руд. Подобная картина наблюдается на месторождениях Большой Усек в Джунгарском Алатау, Миргалимсай в Каратау и др.

Увеличение степени неравномерности распределения элементов в пределах ореола пропаривания и появление отрицательных геохимических аномалий свидетельствует о значительном перераспределении элементов гидротермальными растворами и о перспективах нахождения в пределах ореолов пропаривания рудных столбов. Эти особенности следует особо учитывать на стратифицированных месторождениях.

Довольно часто распределение элементов-примесей, в основном в рудных минералах, контролируется лишь одной из стадий гидротермального процесса и характеризуется значительной неравномерно-

Таблица 2

Содержание висмута в галените в зависимости от локального гидротермального пропаривания руд

Месторождение, характеристика галенита	Декрепитация*, соответствующая локальным прогревам	Число проб	Содержание висмута, $n \cdot 10^{-3}\%$
Месторождение Тельманское			
вкрапленный из доломитов за пределами основных рудных тел;	—	25	1—50
из секущих кварцевых жил	++	12	100—300
Месторождение Большой Усек			
прожилково—вкрапленный из пластовых доломитов;	+	4	0,3—10
то же;	++	4	60—80
из доломитов в зоне разрыва;	++	4	60—100
из кварцевой жилы, секущей доломиты;	++	2	20—50
из кварцевой жилы, секущей порфиroidы	++	1	60

\*Прочерк означает, что декрепитация отсутствует; + — декрепитация происходит в незначительной части пробы; ++ — основной температурный интервал декрепитации.

стью. Использование данных декрепитометрических исследований в подобных случаях может оказать значительную помощь при выделении руд, обогащенных определенными примесями. Так, на месторождениях Тельманском и Большой Усек в Джунгарском Алатау основная концентрация висмута наблюдается в галените из зон локального пропаривания пород (табл. 2).

Выделение в разведочно-эксплуатационную стадию работ руд, подвергшихся определенным локальным пропариваниям, приводит в аналогичных случаях к выделению зон, обогащенных определенными примесями (на рассматриваемых месторождениях — висмутом).

Изучение состава включений, проводимое при разведочно-эксплуатационных работах, может способствовать уточнению последовательности стадий минералообразования. В.Е. Холлом и И. Фридманом было установлено [10], что на месторождениях долины Миссисипи во включениях из минералов каждой последующей стадии существенно уменьшается величина изотопного отношения D/H.

На многих гидротермальных месторождениях около рудных тел наблюдается зона отгона углекислоты, в связи с чем Н.П. Ермаковым был предложен углекисловодомеретрический метод поисков месторождений [6]. Изучение геохимических особенностей месторождений Миргалимсай и Шалкия показало, что в тех случаях, когда рудоносные и рудопретобразующие гидротермальные растворы вступали в реакцию с углеводородами из пород, во включениях около рудных зон содержание углекислоты возрастает от двух-трех до десятков раз [2]. Следовательно, проводя углекисловодомеретрические поиски, следует обращать внимание на зоны как с пониженным, так и с повышенным содержанием во включениях углекислого газа. Наиболее целесообразно

ным является проведение таких поисков совместно с разведочно-эксплуатационными геохимическими. Следует также отметить, что в эту стадию работ закрытие разведочных выработок следует производить только после полного пересечения локального ореола гидро-термального пропаривания пород.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеевко В.А.* Вакуумно-декрептометрические исследования при изучении стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978, с. 163—169.
2. *Алексеевко В.А.* Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Ростов н/Д: Изд.-во РГУ, 1981. 256 с.
3. *Алексеевко В.А., Каминский Г.Ю., Голико-Заволжский И.В.* Использование вакуумно-декрептометрических исследований при поисках и разведке ряда месторождений Южного и Центрального Казахстана. — В кн.: Термобарогеохимия минералообразования. Ростов н/Д: Изд.-во РГУ, 1976, с. 117—126.
4. *Алексеевко В.А., Донец А.И., Конкин В.А., Крутий В.М.* О палеотемпературах формирования свинцово-цинковых руд Сарданского рудного района. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных и редких металлов. Фрунзе, 1979, с. 85—87.
5. *Алексеевко В.А., Седелцкий В.И., Хованский А.Д., Клевцов С.С.* Термобарогеохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Ростов н/Д: Изд.-во РГУ, 1978. 336 с.
6. *Ермаков И.П., Долгов Ю.А.* Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271 с.
7. *Реддер Э.* Флюидные включения как реликты рудообразующих флюидов. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 428—478.
8. *Смирнов В.И.* Геология полезных ископаемых. М.: Наука, 1969. 687 с.
9. *Хейл А.Б.* Месторождения цветных металлов Верхнемиссисипской долины. — В кн.: Рудные месторождения США. М., 1969, с. 11—41.
10. *Hall W.E., Friedman J.* Composition of fluid inclusions, Cavein-Rock fluorite district, Illinois and the Upper Mississippi Valley zinc-lead district. — Econ. Geol., 1963, vol. 58, p. 886—911.

УДК 550.84

*А.И. Лаубенбах, Н.И. Рафиенко, Э.А. Чепижная  
И.И. Славягина*

#### **ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ ПУТЕМ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ИХ С ДИСТАНЦИОННЫМИ МЕТОДАМИ**

Геохимические методы прочно вошли в практику геологопоисковых и разведочных работ и являются неотъемлемой частью на всех стадиях их проведения. Практическое значение различных геохимических методов поисков рудных месторождений в значительной мере зависит от разработки методики их проведения, прогресса в области развития, создания и применения современной точной аналитической аппаратуры, включая компьютерную технику для обработки статистических геохимических данных.

Недостаточная точность и чувствительность определения многих элементов, методом полуколичественного спектрального анализа, применяемым в настоящее время, снижает возможности геохимического картирования. Одним из возможных путей повышения эффективности геохимических методов поисков полезных ископаемых является

использование в качестве индикаторов рудного процесса естественных радиоактивных элементов (урана, тория и калия-40), нашедшее широкое применение при поисках некоторых месторождений нерадиоактивного сырья аэрогаммаспектрометрическими (АГСМ) методами.

АГСМ метод отличается экспрессностью, высокой производительностью и достаточной полнотой получаемой информации о распределении радиоактивных элементов в земной коре.

Известно, что природа радиоактивности месторождений в различных рудных регионах различна: месторождения могут иметь существенно урановую, урано-калиевую, урано-ториевую радиоактивность или характеризоваться пониженной радиоактивностью. Это обуславливает в различных рудных регионах и рудных формациях разнообразие генетических и парагенетических связей радиоактивных элементов с рудными элементами в рудных полях, месторождениях и даже в отдельных рудных телах — т.е. радиогеохимические поисковые критерии определяются для каждого конкретного рудного региона историей его геологического развития, минеральным типом рудной формации, условиями температурного режима рудного процесса и развитием постмагматических изменений.

В рудных полях с повышенной концентрацией естественных радиоактивных элементов положение аномалий радиоактивных и рудных элементов зависит от того, происходило их отложение одновременно или в разное время. Так, в карбонатитовых и альбититовых месторождениях эти аномалии совпадают, в гидротермальных месторождениях аномалии, радиоактивных элементов находятся на удалении от рудных тел.

Совместная геохимическая миграция и накопление радиоактивных и рудных элементов, как правило, начинается еще в магматическом процессе и широко проявляются в пневматолито-гидротермальных метасоматитах и в более поздних гидротермалитах, где чаще всего происходит их разобщение. Это позволяет использовать при поисках рудных месторождений различных минеральных типов и рудных формаций привнос или вынос радиоактивных элементов, фиксируемых как по прямому их измерению, так и по радиогеохимическим параметрам (их отношения, мультипликативные коэффициенты и т.д.).

Так, например, по результатам АГСМ методов исследования установлена перспективность применения значений уран (радий)-ториевого отношения превосходящих единицу (рис. 1), в качестве диагностического критерия при поисках фосфоритового сырья [11]. Аномальное значение торий-калиевого отношения, большее 10 (рис. 2), служит поисковым оценочным критерием при поисках бокситов [12], отношение уран(радий)—плюс торий к калию и отношение урана(радия) к калию служат оценочными критериями при поисках олова (1), вольфрама [8], молибдена, ртути [9] и других элементов.

Изучение радиоактивных элементов способствует определению направленности магматического процесса во времени, облегчает выделение наиболее перспективных интрузий для формирования месторождений, помогает выяснить генетические связи месторождений с интрузивными породами по содержаниям радиоактивных элементов, а

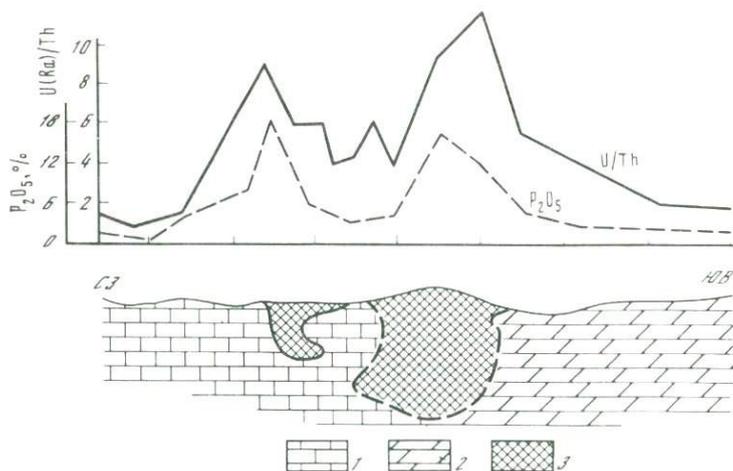


Рис. 1. Значения уран(радий)-ториевого отношения над залежью фосфоритов  
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — фосфориты

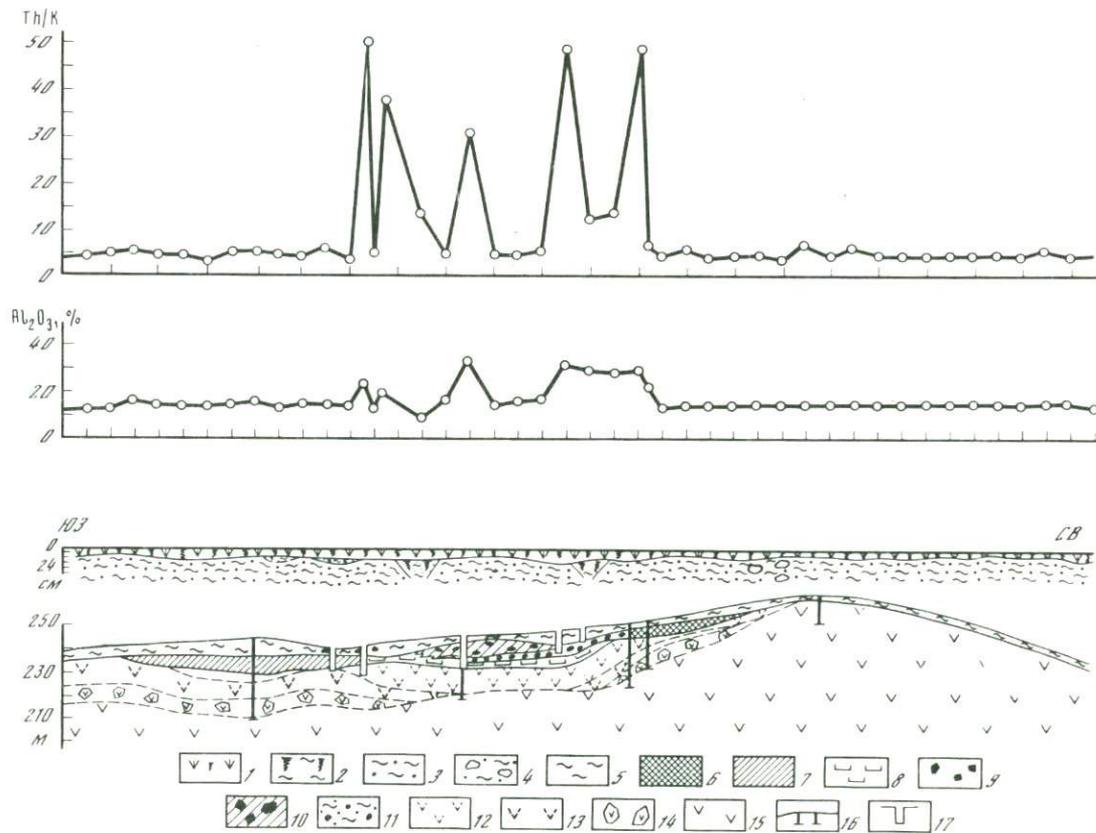
также дает дополнительный материал для расчленения интрузивных комплексов.

Использование радиоактивных элементов имеет большие перспективы и при поисках современных прибрежно-морских россыпей, содержащих циркон, ильменит, рутил и другие минералы, отчетливо фиксируемые радиогеохимическим методом [13]. Обнадеживающим представляется и использование гамма-спектрометрии при поисках фосфоритовых конкреций, обычно обогащенных ураном.

Известно, что в зоне окисления рудных месторождений развивается вторичная урановая минерализация, которая находится в тесной парагенетической ассоциации с гидроокислами железа, марганца, марказитом, гематитом, скородитом и другими минералами, создающая своеобразный ореол повышенной радиоактивности, который обычно увязывается с контуром развития рудной минерализации. Это дает основание по фиксируемым аномалиям радиоактивности искать и месторождения рудных полезных ископаемых.

На одном из золоторудных месторождений Средней Азии Х.К. Каримовым, Г.В. Касавченко, М.К. Куликовым и др. установлена тесная пространственная и генетическая связь урана с золотом. Подобная связь наблюдается и на некоторых других золоторудных месторождениях [6, 7].

Как показано В.Г. Гарьковцом и другими исследователями [3—5], выявленный парагенезис золота с ураном в различных минеральных типах изученных золоторудных месторождений объясняется прежде всего их совместной концентрацией в связи с органическим веществом в песчано-сланцевых породах. Особенно отчетливо проявляется связь золота с органическим веществом в породах, содержащих серу и мышьяк. По-видимому, в момент образования осадочных пород золото



в них концентрировалось только в присутствии серы и мышьяка, которые способствовали осаждению его вместе с органическим веществом. Это подтверждается и тем, что образованные в процессе метаморфизма в породе метакристаллы пирита и арсенипирита являются обычно минералами-носителями и концентраторами золота. Вместе с золотом в породах находятся и другие химические элементы, обладающие в различной степени биофильностью — уран, ванадий, рений, селен, сера, железо, молибден, приводящие в конечном счете к формированию сингенетично-эпигенетических месторождений углеродисто-золото-сульфидных, углеродисто-молибдено-ванадиевых, углеродисто-золото-кварцевых и других рудных формаций. В породах, обогащенных органикой, обычно низкие содержания золота коррелируют с содержаниями в них урана, молибдена, ванадия и др. В процессе метаморфических и гидротермальных преобразований связи между рудными элементами, органикой и ураном нарушаются в связи с перераспределением элементов в зонах нарушения. Это приводит либо к накоплению элементов, либо к выносу в наиболее благоприятные структуролокализирующие участки в зонах метасоматически-измененных пород. Локализация определения происходит, как правило, не повсеместно, а в местах тектонических нарушений, узлах из пересечения, зонах повышенной трещиноватости и т.д. Это явилось основанием использовать другие методы, в частности, дистанционно-космические [2] и аэрофотометоды высокой разрешающей способности, методы радарной съемки, съемки в инфракрасном и ультрафиолетовом диапазонах, наряду с регистрацией микроволнового излучения различных объектов для выявления напряженных участков, перспективных на оруденение [14].

Проведенные работы по использованию результатов космических и аэрогаммаспектрометрических съемок позволили выявить ведущие тектоно-структурные элементы, контролирующие оруденение — линейные, блоковое строение, разломы, кольцевые структуры, ослабленные зоны, в местах сочетания которых располагаются участки повышенной радиоактивности с приуроченными к ним месторождениями и рудопроявлениями. Это повысило достоверность выделения перспективных площадей для постановки наземных детальных геохимических и геологопоисковых работ с целью обнаружения золотого, вольфрамового, медного, полиметаллического и других типов оруденения, резко сократив площади, подлежащие опосредованному.

Особого внимания в размещении оруденения, как показывает детальный анализ, заслуживают кольцевые структуры, являющиеся рудоконцентрирующими системами. Месторождения и рудопроявления

Рис. 2. Значения торий-калиевого отношения над залежью бокситов

1 — перегнойно-растительный слой; 2 — гумусово-суглинистые образования; 3 — суглинки; 4 — обломки пород в почвенном суглинке; 5 — глины делювиальные; 6 — боксит глинистый; 7 — глины бокситовые; 8 — глины красные; 9 — боксит каменистый; 10 — валунчатые руды; 11 — обломки боксита в делювии; 12 — красноцветная кора выветривания долеритов; 13 — зеленоцветная кора выветривания долеритов; 14 — зона дезинтеграции и выщелачивания; 15 — долериты неизмененные; 16 — скважины; 17 — шурфы

располагаются закономерно относительно строения кольцевых структур — их центров, границ, концентров, в местах пересечения этих элементов с линейными нарушениями, как правило, меридионального, широтного, реже северо-восточного (северо-западного) простираний. С усложнением строения структуры возрастает перспективность структуры. Повышенной перспективностью отличаются мелкие кольцевые структуры, расположенные в зонах крупных структур, а также участки, приуроченные к нарушениям кольцевой формы. К таким напряженным узлам и структурам тяготеют локальные аномалии радиоактивных элементов по урану (радию) и калию, реже торию, ореолы золота, мышьяка, полиметаллов и прочих элементов-спутников золотого и других оруденений, которые могут служить дополнительными поисковыми критериями при ведении геохимических работ.

Наибольшую ценность при выделении перспективных площадей приобретает совместная интерпретация результатов дешифрирования космических снимков и данных аналогичных по масштабу гравиметрических аэромагнитных съемок, несущих информацию о глубинном строении земной коры и особенно эффективных при изучении разломной тектоники [10].

Наземные работы для интерпретации результатов дистанционных (в том числе и АГСМ) съемок на выделенных перспективных площадях включают радиогеохимические и литогеохимические исследования для изучения закономерностей распределения радиоактивных и рудных элементов в горных породах, почвах с целью выявления геохимических аномалий и связанных с ними рудных объектов.

Для непосредственного выделения рудных тел на перспективных аномалиях при радиогеохимических поисках нами использовался метод электронного парамагнитного резонанса (ЭПР), по типоморфным характеристикам спектров которого и значениям радиационных парамагнитных центров удалось однозначно и экспрессно фиксировать участки с промышленным содержанием золота.

Проводимые в настоящее время минералогические и другие исследования, связанные с использованием электронного парамагнитного резонанса применительно к рудным полезным ископаемым, сводятся в основном к наблюдениям и расшифровке парамагнитных центров в монокристаллах. Нами же применена методика спектроскопии ЭПР с использованием метода расшифровки сигнала и учета особенностей их параметров непосредственно в образцах пород и руд, представленных полиминеральными тонкозернистыми прорастаниями. Концентрация радиационных дефектов измерялась с применением радиоспектрометров РЭ-1320, ЕР-420, ЭПР-Минск с частотой 975 кГц.

Исследования проводились в трех направлениях: 1) изучение методом ЭПР основных составляющих пород и руд (монофракций минералов, органического вещества, агрегатных прорастаний минералов); 2) расшифровка сигналов спектров, полученных при разных условиях режима работы радиоспектрометра и увязки их с геолого-геохимическими особенностями пород по профилям, скважинам и горным выработкам; 3) набор статистических данных ЭПР анализа пород и руд различных месторождений.

Как известно, в основе электронно-дырочных центров лежат дефекты кристаллической решетки (изоморфные ионы, атомы или их ассоциации, вакансии и т.д.), так называемые предцентры, которые формируются в период минералообразования и отражают существовавшие тогда физико-химические условия. Кроме того, под воздействием излучения естественных радиоактивных элементов в ряде минералов, а также в основной массе породы (сланцы, порфириды) происходит разупорядочение кристаллических решеток — создаются точечные дефекты типа вакансий в узлах кристаллических решеток.

Изучение золоторудных месторождений одного из районов показало, что основными носителями парамагнетизма в породах изучаемых месторождений являются органическое вещество и кварц.

При исследованиях учитывались геолого-геохимические условия образования рудных и безрудных кварцев, а также различие в составе руд и вмещающих пород разных генетических форм органического вещества, характеризующихся разными парамагнитными свойствами. Различие парамагнитных свойств вмещающих пород и руд, обусловленное различием парагенетических минеральных ассоциаций с различным содержанием радиоактивных элементов, позволяет выделять участки с промышленной минерализацией.

Опыт использования ЭПР применительно к задачам поисковоразведочных работ на золото показал, что с помощью ЭПР можно получать характеристику вещественного состава пород, выделять зоны метасоматических преобразований, различать генетические разности кварцев, определять генетический тип органического вещества, выделять рудные интервалы, проводить литолого-стратиграфическое сопоставление пород. Решения некоторых вопросов являются принципиально новыми.

Кроме чисто практического значения (разбровка проб, выделение золотоносных интервалов пород, околорудных зон метасоматического изменения и т.д.) применение методов позволяет решить вопросы о генетических особенностях оруденения, что не менее важно при оценке геологической перспективности региона.

Эффективность использования ЭПР может быть повышена за счет применения полевых радиоспектрометров (РЭМ-10, ЭПР-М), измерения на которых проводятся непосредственно в районах геохимических поисков и геологопоисковых работ.

Таким образом, подводя итог вышеизложенному, следует отметить, что повышение эффективности геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых может быть достигнуто за счет комплексирования этих методов с другими и, в первую очередь, дистанционными. Комплексные работы должны проводиться в такой последовательности.

1. Дешифрирование космофотоснимков мелкого масштаба по отдельным регионам с целью выделения напряженных участков, перспективных на оруденение. На выделенных участках проводится дешифрирование среднего масштаба и намечаются перспективные площади для проведения АГСМ работ.

2. На перспективных площадях проводится АГСМ съемка масштаба

1:50 000 или 1:25 000, выделяются аэрогамма-аномалии для последующих наземных радиогеохимических работ. Затем проводится предварительная оценка выделенных аномалий, которые заверяются ревизионными маршрутами с отбором металлометрических проб на последующие анализы. Выбираются участки, наиболее перспективные для постановки детальных геохимических исследований.

3. Детальные радиогеохимические поиски в масштабе 1:10 000 и крупнее в пределах перспективных аэроаномалий с построением радиогеохимических карт, получение аналитических характеристик вмещающих пород и минерализованных зон, проведение ЭПР, изучение количественного распределения радиоактивных элементов, содержащихся в породах и минералах, с целью выявления минералов носителей и концентраторов; определение формы нахождения элементов; изучение сопутствующих рудных элементов, их корреляционных связей с радиоактивными; предварительная оценка намечившегося оруденения и передача перспективных объектов для последующих поисково-разведочных работ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Апельцын Ф. Р., Лугов С. Ф., Островский Э. Я. Аэрогаммаспектрометрия при поисках оловорудных месторождений. — Сов. геология, 1967, N 12, с. 107—116.
2. Буш В. А., Лебедев С. П., Махин Г. В. и др. Применение материалов космических съемок при поисках полезных ископаемых. — Сов. геология, 1980, N 7, с. 3—9.
3. Гарьковец В. Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, N 1, с. 163—165.
4. Гарьковец В. Г. О выделении углеродисто-рудной формации (на примере Южного Тянь-Шаня). — Узб. геол. журн., 1976, N 5, с. 17—21.
5. Гарьковец В. Г., Баскаков Ю. Ф., Воронков А. К. и др. Сингенетично-эпигенетическая золотая минерализация. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1981, т. 13, с. 309—318.
6. Кренделев Ф. П., Гофман А. М., Климов В. И. и др. Радиогеохимические ореолы в золоторудных полях Западного Узбекистана. Новосибирск: Наука, 1976. 53 с.
7. Кренделев Ф. П., Павлова А. П. Причины сонахождения урана и золота в рудных провинциях. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР, 1971, т. 2, с. 22—23.
8. Рафиенко Н. И., Лаубенбах А. И., Славягина И. И. Возможности использования радиоактивных элементов при поисках вольфрамовых месторождений. — Тр. ВНИИЯГГ, 1975, вып. 25, с. 124—133.
9. Рафиенко Н. И., Лаубенбах А. И., Славягина И. И. Применение гамма-спектрометрии на месторождениях ртути. — Тр. ВНИИЯГГ, 1975, вып. 25, с. 83—93.
10. Розенкранц А. А., Климов В. И., Ковалева В. В. и др. Интерпретация космофотоснимков и геофизических материалов. — Разведка и охрана недр, 1978, N 8, с. 12.
11. Скосырева Л. Н. Распределение радиоактивных элементов в фосфоритах и выявление оценочного критерия для поисков фосфатного сырья. — Тр. ВНИИЯГГ, 1975, вып. 25, с. 35—40.
12. Скосырева Л. Н., Рафиенко Н. И., Лаубенбах А. И. и др. Радиоактивность бокситов юго-западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа. — Тр. ВНИИЯГГ, 1975, вып. 25, с. 40—55.
13. Шацов А. Н. Гаммаметрия морского дна при поисках полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. 167 с.
14. Gregory A. F. Remote sensing in the search for metallic ores: A review of current practice and future potential. — In: Geophysics and geochemistry in the search for metallic ores, 1979, p. 551-526. (Geol. Surv. Canad. Econ. Geol. Rep.; N 31).

# ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ РУДНЫХ И НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 550.84.092.1:553.064:312.2

*Г. П. Павлов*

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геохимические ореолы скарново-магнетитовых месторождений имеют весьма значительные размеры. На Талкульском месторождении выявленная, но не оконтуренная площадь ореола на поверхности палеозойского фундамента составляет  $4,0 \times 2,3$  км<sup>2</sup>, на Ново-Песчанском —  $3,0 \times 2,5$  км<sup>2</sup>. В надрудном пространстве ореолы месторождений прослежены не менее чем на 1 км (Кужайское, Алешинское, Талкульское, Южно-Лебяжинское); но выявленная протяженность ореолов не является предельной, так как на дневной поверхности отмечается достаточно высокая интенсивность накопления элементов-индикаторов внешних зон общего ореола.

Таким образом, общие ореолы скарново-магнетитовых месторождений имеют весьма значительные размеры, в десятки раз превышающие размеры магнетитовых рудных залежей. Эти ореолы развиваются во всем объеме рудно-метасоматических зон месторождений — как в метасоматитах, так и во вмещающих измененных породах.

Неоднородное распределение ореолов отдельных элементов и их групп в рудно-метасоматических зонах более контрастно и полно выявляет ореоло- и рудораспределяющую роль различных элементов структуры скарново-магнетитовых месторождений и рудных полей, чем морфология и строение самих рудных залежей и других геологических тел.

Особенности внутренней структуры общих ореолов обычно слабо проявляются в распределении моноэлементных ореолов вследствие их значительной пространственной дифференциации. Более контрастно структура общих ореолов выражена в строении интегральных ореолов и, прежде всего, в полях распределения ореолов с составом различной комплексности. Они проявляют отчетливую пространственную связь с зонами рудоотложения, непосредственно оконтуривая рудные тела и наиболее широко развиваясь в их висячем боку, а также рудоконтролирующими структурами, развиваясь по их восстанию над рудными телами и простираясь на флангах рудных тел после выклинивания последних. Структурный облик общих геохимических ореолов скарново-магнетитовых месторождений определяется особенностями их распределения в объеме рудометасоматической зоны, пространственного сочетания между собой, сочетания с рудными залежами и другими геологическими образованиями.

На изученных месторождениях все разрывные нарушения, зоны дробления и смятия, которые могут рассматриваться как рудоконтролирующие структуры, сопровождаются интенсивными, как правило,

комплексными геохимическими аномалиями. На Южно-Лебяжинском, Талкульском, Алешинском месторождениях ореолы по крутопадающим разломам прослеживаются выше рудных тел на расстояние до 700—800 м. На Ново-Песчанском месторождении интенсивными ореолами с комплексным составом выделяется зона Ново-Песчанского разлома.

На всех месторождениях и в плане, и в вертикальных разрезах выявляются секущие линейные зоны комплексных ореолов, не имеющие видимой связи с установленными нарушениями. Ширина таких зон составляет сотни метров, равна или несколько больше ширины рудных тел. Так, на Ново-Песчанском месторождении суммарные ореолы отчетливо ограничивают рудный блок с востока и запада, и за их пределы оруденение не распространяется. В надрудной толще пород наиболее интенсивные и широкие суммарные ореолы локализируются над рудным телом. На Алешинском месторождении ширина интенсивных суммарных ореолов в надрудном сечении соответствует ширине горизонтально залегающей рудной зоны (рис. 1). Здесь геохимические ореолы в виде крутопадающей зоны прослеживаются от рудных тел до поверхности. На месторождении Малый Куйбас мощная зона крутопадающих ореолов прослежена на протяжении до 1000 м по возмущению между двумя рудными этажами. По ширине она равна по крайней мере ширине верхнего рудного этажа.

Учитывая, что достоверно установленные разрывные нарушения всегда сопровождаются интенсивными геохимическими ореолами, нет оснований сомневаться в том, что зоны комплексных ореолов в плане и вертикальных сечениях, подобные описанным выше, без явного выраженных следов перемещений пород, фиксируют неконтрастно выраженные дорудные разрывные нарушения (зоны смятия, повышенной трещиноватости, малоамплитудных нарушений, пояса даек).

Сама зона повышенной проницаемости не является однородной. В ней выделяются поля комплексных и интенсивных ореолов, которые совпадают, по всей вероятности, с дробленными частями ослабленных зон и сериями малоамплитудных нарушений, являющимися путями активной циркуляции растворов. Неоднородность строения общих ореолов находит свое выражение и в строении рудных тел, в которых аномальные концентрации выноса или накопления элементов нередко имеют столбообразное распределение. Такие участки рудных зон представляют собой единое целое с вышестоящими зонами интенсивных ореолов и хорошо выделяются благодаря перекристаллизации руд, развитию повышенной сульфидизации, гематитизации, хлоритизации и т.д.

Данные изучения ореолов скарново-магнетитовых месторождений в плане показывают, что они являются частью протяженных линейных аномальных зон. На месторождении Малый Куйбас подобная аномальная зона прослежена на расстоянии около 8 км по протяжению и не менее 1500 м в глубину. Она лишь частично фиксируется разрывными нарушениями и в свете вышесказанного интерпретируется как зона смятия повышенной трещиноватости пород.

На Северо-Гороблагодатском участке Гороблагодатского место-

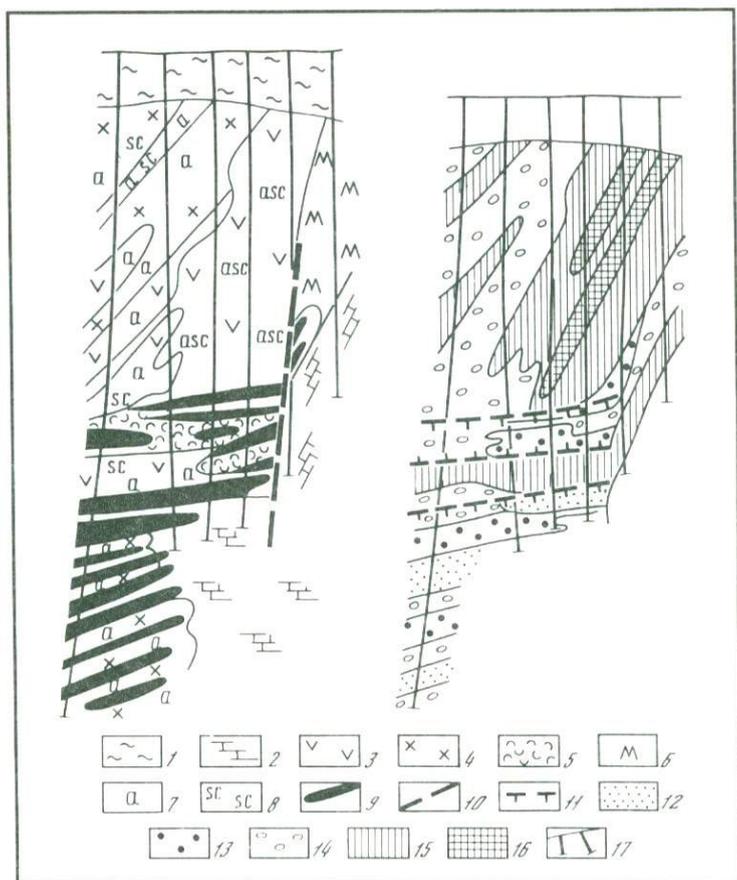


Рис. 1. Распределение коэффициента зональности ( $K_z$ ) на Алешинском месторождении  
 1 — покровные отложения; 2 — известняки; 3 — порфириды; 4 — диориты; 5 — скарны; 6 — скаполитовые метасоматиты с серицитом, хлоритом, карбонатом, гипсом, ангидридом; 7 — альбитизация; 8 — скаполитизация; 9 — рудные тела; 10 — разрывные нарушения; 11 — контуры рудных тел; 12—16 — поля  $K_z$ ; 12 — 10, 13 — 10 —  $n \cdot 10^2$ , 14 —  $1 \cdot 10^3$  —  $n \cdot 10^4$ , 15 —  $1 \cdot 10^3$  —  $n \cdot 10^6$ , 16 —  $> 1 \cdot 10^7$ ; 17 — скважины

рождения установлено, что отчетливо выраженная меридиональная зона аномалий на южном фланге участка по своему положению и простираюнию совпадает с крупными разрывными нарушениями. На широте участка нарушения, плавно изгибаясь, приобретают северо-восточное простираение и не фиксируются в пределах месторождения. Но аномалии, сохраняя прежнее простираение, продолжают к северу, фиксируя, по всей вероятности, продолжение указанного нарушения в меридиональном направлении в нижележащем структурном ярусе. Видимо, при подновлении в более позднее время нарушение не получило концентрированного выражения и проявилось как ослабленная зона, благоприятная для активной циркуляции растворов.

На примере Гороблагодатского (рис. 2) и Качарского месторождений устанавливается, что общий рисунок структуры ореолов в плане

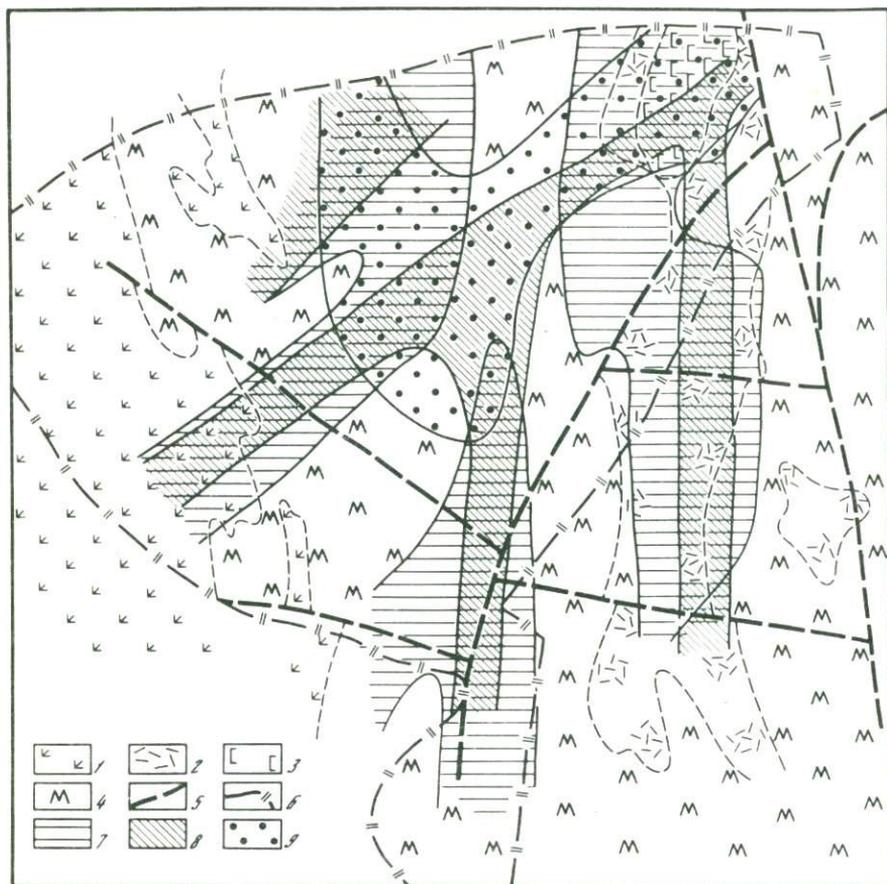


Рис. 2. Распределение аномалий меди с содержанием 0,03% в плане на Северо-Горблагодатском участке Горблагодатского месторождения

1 — андезитовые порфириты; 2 — трахиты; 3 — сиениты; 4 — пироксен-кальциополевощпат-скаполитовые метасоматиты; 5 — разрывные нарушения; 6 — проекция рудного тела на поверхность палеозойского фундамента; 7—9 — аномалии меди с суммарной мощностью: 7 — 30—180 м в горблагодатской толще, 8 — 10—20 м в нижнем горизонте турьинско-колясниковской толщи, 9 — 10—60 м в верхнем горизонте турьинско-колясниковской толщи

определяется пересечением аномалий двух или трех направлений, одно из которых на Урале всегда имеет строго меридиональное, а другое — северо-восточное и(или) северо-западное простирание. Очевидно, такое расположение аномалий указывает на существование соответствующих им систем разрывных структур, взаимопересечение которых формирует структурные узлы, благоприятные для оруденения. Основные рудные залежи локализуются на месте пересечения аномалий разных направлений.

В вертикальных разрезах структура общих ореолов определяется характером сочетания послойных и секущих ореолов. Угол их сопряжения на разных месторождениях является различным и зависит в

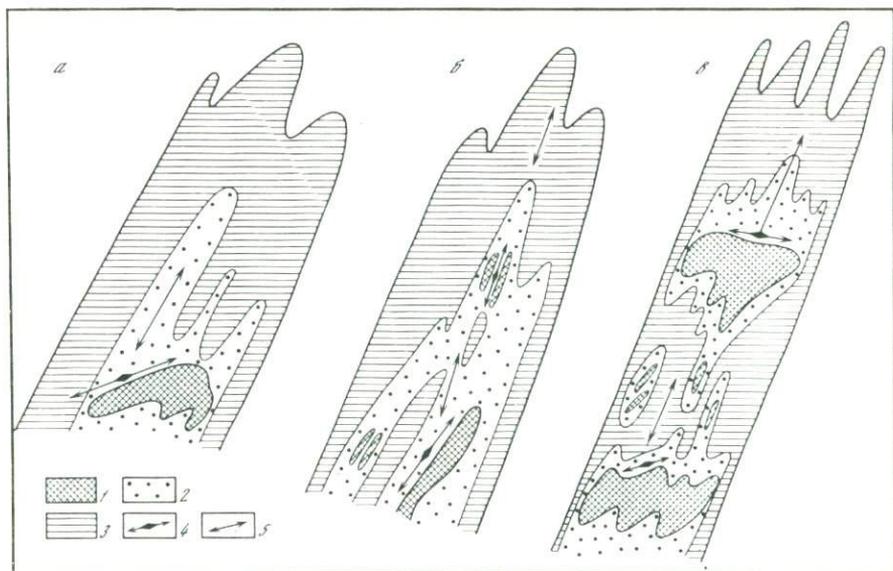


Рис. 3. Типовые модели общих геохимических ореолов пологозалегающих (а), крутопадающих (б) и многостажных (в) скарново-магнетитовых месторождений Урала

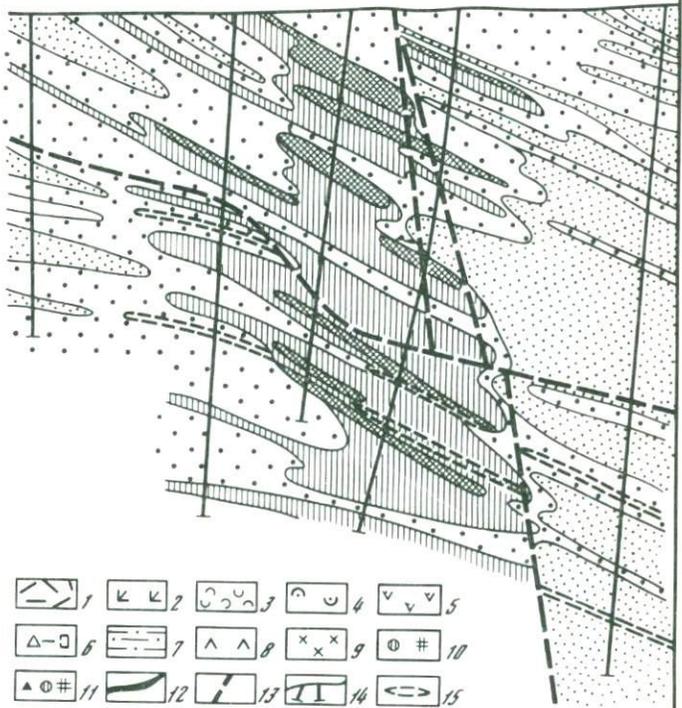
1 — рудные тела; 2, 3 — зоны общего геохимического ореола: 2 — внутренняя, 3 — внешняя; 4, 5 — направления падения: 4 — рудовмещающих горизонтов, 5 — рудоподводящих и ореолораспределяющих структур

первую очередь от условий залегания рудовмещающих пород и перекрывающей их толщи вулканогенно-осадочных пород, углы падения которых меняются от горизонтального до вертикального. Секущая составляющая ореолов, как правило, имеет крутое падение.

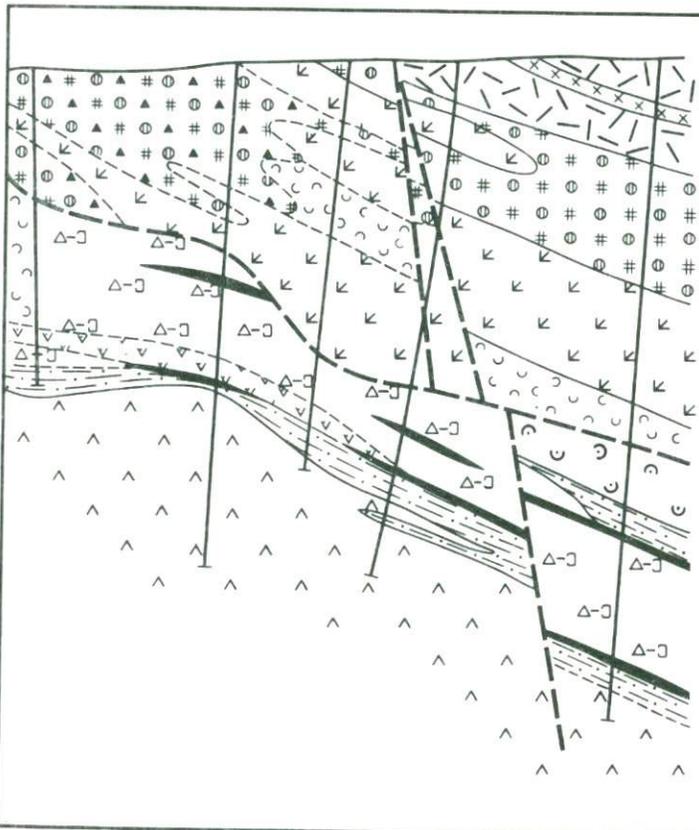
Крайними типами сочетания послойных и секущих составляющих общего ореола являются: а) сочетание крутопадающих секущих ореолов с крутопадающими послойными ореолами при совпадении углов и направления их падения и б) сочетание крутопадающих секущих ореолов с горизонтальными послойными ореолами.

Первый тип сочетаний (а) характерен для месторождений с крутопадающими рудными залежами, второй тип сочетаний (б) — для месторождений с горизонтальными рудными залежами. Существует непрерывный ряд от первого крайнего типа (а) ко второму (б), поскольку в большой группе скарново-магнетитовых месторождений угол падения рудовмещающих толщ также образует непрерывный ряд от  $0^\circ$  до  $90^\circ$ .

Структура общих ореолов крутопадающих месторождений (а) относительно проста и характеризуется близпараллельным распределением полей высокой интенсивности и комплексности состава, конкордантных рудоконтролирующим разрывным нарушениям и вулканогенно-осадочным толщам. Пример такого распределения наблюдается на Соколовском месторождении, где ярко выражена связь ореолов с напластованием вулканогенно-осадочных толщ и с рудоконтролирующими нарушениями.



- |   |  |   |   |   |
|---|--|---|---|---|
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |   |



Характерной особенностью строения общего ореола этого типа (а) является значительная (до 350 м) протяженность внутренней зоны на продолжении рудных тел по восстанию (рис. 3). Внешняя зона образует чехол около внутренней зоны по восстанию и на флангах, понижаясь до уровня рудных тел.

Среди ореолов месторождений с пологим залеганием рудных тел (б) выделяются две группы. Типоморфная особенность ореолов первой группы — сочетание относительно пологопадающих послынных ореолов, развивающихся согласно напластованию пород преимущественно на близрудных уровнях, с крутопадающими полями ореолов по секущим зонам повышенной проницаемости в надрудных толщах пород, дискордантных по отношению к рудным залежам. Обычно ширина ореола несколько превышает ширину рудных тел. Алешинское месторождение является типичным представителем этой группы (см. рис. 1) и характеризуется горизонтальным залеганием рудных тел и ореолов на рудовмещающем уровне. Ореолы развиваются в однородной надрудной толще измененных порфиритов и имеют крутое западное падение согласно падению рудоконтролирующего Апановского разлома. Аналогичная картина выявлена на Ново-Песчанском, Малый Куйбас месторождениях.

Вторая группа ореолов типа (б) характеризуется развитием пластовых ореолов, согласных с рудными залежами во всем объеме месторождения, как в близрудных, так и в удаленных надрудных секторах. Тем не менее при детальном анализе неоднородностей распределения ореолов на всех месторождениях удастся установить большое влияние секущей составляющей общего ореола.

На Гороблагодатском месторождении (Северо-Гороблагодатский участок) наиболее отчетливо наличие крутопадающей составляющей фиксируется на южном и северном флангах, где оруденение значительно ослабевает. Здесь интенсивные комплексные послынные ореолы дислоцируются в крутопадающих зонах (рис. 4). В южной части эта зона пространственно связана с Гороблагодатским разломом. В центральной части участка, где масштабы и интенсивность ореолов, комплексность, степень пространственной дифференциации элементов групп увеличиваются, в структуре общего ореола вертикальная составляющая в значительной мере затушевывается. Тем не менее в каждом из изученных разрезов в надрудной толще пород выявляются столбообразные комплексные аномалии, в нижней своей части включающие рудные залежи.

Рис. 4. Распределение полей различной комплексности состава ореолов на северном фланге Северо-Гороблагодатского участка Гороблагодатского месторождения

1 — плагиоклазовые андезито-трахитовые и трахитовые порфиры; 2 — плагиоклазовые андезитовые порфиры; 3 — ксенотуфы андезитового состава; 4 — плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфиры; 5 — плагиоклазовые порфиры базальтового состава; 6 — чередующиеся вулканогенно-осадочные породы различного состава; 7 — туфопесчаники; 8 — базальтовые порфиры, часто миндалекаменные; 9 — микросиениты и сиенит-порфиры; 10 — пироксен-кальевошпатскопалитовые породы; 11 — пироксен-плагиоклазовые породы с вкрапленностью магнетита; 12 — магнетитовые рудные тела; 13 — разрывные нарушения; 14 — скважины; 15 — контуры рудных тел; 16—19 — ореолы в полях совмещений аномалий накопления; 16 — 1—2 элемента, 17 — 3—4 элемента, 18 — 5—6 элементов, 19 — 7—8 элементов

На Качарском месторождении выявлены интенсивные ореолы послыонного залегания, которые также приурочены к секущим крутопадающим зонам. Каждая из установленных рудных залежей с соответствующей ей крутопадающей зоной ореолов образуют единую систему, развивающуюся, очевидно, в тектонической зоне.

На примерах Гороблагодатского и Качарского месторождений установлено, что крутопадающая составляющая ореолов выделяется наиболее отчетливо на флангах месторождений и наименее достоверно в центральных частях. Т.е. участки максимального оруденения располагаются на месте пересечения зон ореолов различного направления, а это затушевывает структурное выражение каждой из них; на флангах же решающее влияние приобретает зона ореолов того или другого простиранья.

Таким образом, общие ореолы всех пологозалегающих месторождений объединяет одна черта — наличие крутопадающих зон, что позволяет охарактеризовать эти ореолы единой моделью. Различия в структуре общих ореолов зависит от строения надрудной толщи. При однородном составе надрудной толщи, как на Алешинском или Ново-Песчанском месторождениях, в ней явно преобладает крутопадающая составляющая; при наличии же горизонтов, благоприятных для рзостипных процессов метасоматического замещения, в надрудной толще широко развиваются послыонные ореолы, приуроченные к крутопадающим зонам.

В согласных ореолах, развитых в пределах рудовмещающих горизонтов, влияние крутопадающих структур находит свое выражение в приуроченности к последним полей высокой комплексности состава и в увеличении интенсивности накопления или выноса ряда элементов на участках пересечения этих горизонтов с секущими нарушениями (Алешинское, Ново-Песчанское, Качарское).

Одновременное развитие пологопадающих пластовых соответствующих залеганию рудных тел и крутопадающих дискордантных к ним ореолов в зонах рудоподводящих тектонических структур находит свое объяснение в избирательном метасоматозе первичных пород, который является характерной чертой формирования скарново-магнетитовых месторождений. Примеры избирательного замещения на скарново-магнетитовых месторождениях многочисленны.

Тонкослоистые туффиты входят в состав рудовмещающих пород на многих месторождениях. При замещении туффитов образуются пачки частого чередования слоями разной мощности альбита, скарнов, магнетита, эпидота, хлорита и пород в различном сочетании, что подчеркивает слоистую текстуру первичных пород.

Явление избирательного замещения хорошо выражены также в литокластических туфах, в которых состав обломков пород сильно варьирует. В одной и той же породе одновременно можно наблюдать замещение одних обломков магнетитом, других обломков эпидотом, третьих — альбитом и т.д. Это объясняется, очевидно, тем, что при данных физико-химических условиях возможности для образования того или иного парагенезиса определяются прежде всего первичным петрохимическим составом замещаемой породы. Поскольку каждый из

названных выше типов метасоматических пород обладает свойственной только ему геохимической специализацией, то и распределение элементов при замещении слоистых толщ рудами и другими метасоматическими образованиями приобретает послойный характер.

Как уже отмечалось выше, зоны комплексных аномалий, выделяющиеся в общем аномальном поле месторождения, должны интерпретироваться как геохимическое выражение крупных зон смятия, трещиноватости, поскольку явно фиксируемых горизонтальных или вертикальных перемещений по ним не наблюдается. Они, являясь зонами повышенной проницаемости, служили основными рудоподводящими каналами. Поступление растворов на широком фронте, равном ширине (сотни метров) зоны повышенной проницаемости, обеспечивало условия для одновременного взаимообмена веществом в системе гидротермальный раствор — вмещающая среда в большом объеме пород с возникновением в благоприятных для замещения горизонтах магнетитовых руд и метасоматических пород, залегающих согласно с вмещающими породами. Данное предположение хорошо объясняет также такое постоянно и часто наблюдаемое на месторождениях явление, как крутопадающие зоны прожилков и тел магнетита, скарнов, альбита, калиевого полевого шпата и иных гидротермально-метасоматических образований, в том числе в рудных толщах при горизонтальном или пологом залегании рудных тел. Подтверждением этого предположения являются широкое развитие в таких зонах крутопадающих даек, внедрившихся в тектонически ослабленные зоны некоторых месторождений (Ново-Песчанское, Алешинское). При совпадающих углах и направлении падения рудовмещающих толщ и рудоподводящих структур возникало конкордантное соотношение рудных залежей и надрудных ореолов; во всех остальных случаях соотношение дискордантное, осложняемое характером строения надрудных толщ.

Следует отметить, что дискордантные соотношения ореолов и рудных тел развиты значительно шире конкордантных. Кроме того, в пределах одного и того же месторождения могут быть выявлены и те и другие соотношения рудных тел и ореолов, как, например, на Высокогорном месторождении. Падение выявленной здесь широкой крутопадающей закономерно построенной зоны ореолов находится в соответствии с падением выходящих на поверхность рудных тел, тогда как для относительно скрытых рудных тел, развитых на контакте известняков с туфами, указанная зона ореолов является секущей (дискордантной).

При нахождении горизонтов пород, благоприятных для рудного метасоматоза, в пределах зоны просачивания метасоматизирующих растворов на нескольких гипсометрических уровнях может образоваться несколько этажей оруденения. На месторождении Малый Куйбас приуроченность рудных тел разных уровней локализации к единой крутопадающей зоне ореолов не вызывает сомнения. На Южно-Лебяжинском месторождении два рудно-скарновых горизонта, удаленные в разрезе на 500 м друг от друга, связаны единой широкой зоной ореолов, развитой вдоль рудоконтролирующего крутопадающего Главного разлома.

Характерной особенностью модели общих ореолов месторождений с

многоэтажным орудением является автономность проявления зональности около рудных залежей различных этажей. Автономность выражается в развитии ореолов, соответствующих внешней зоне, в интервале между ореолами внутренней зоны, сопровождающими рудные залежи нижнего и верхнего этажей. При этом устанавливается относительно выдержанное, практически непрерывное распределение в разрезе аномалий накопления элементов-индикаторов рудно-скарновых зон (Mn, Cu, Co и др.) и резко дифференцированное (со сменой аномалий выноса на уровне рудных тел аномалиями накопления в надрудных зонах) распределение элементов-индикаторов внешней зоны (Ti, Cr, V и др.). Внутренняя околорудная зона общего ореола имеет отчетливо выраженное асимметричное строение в разрезе, которое определяется более широким распространением зоны в надрудных сечениях и относительно локальным (на расстояние до 100 м и реже более) — в подрудных. В целом строение общих ореолов многоэтажных месторождений в связи с закономерной повторяемостью зон в их разрезе можно охарактеризовать как ритмично-зональное.

По всей вероятности, отмеченные выше особенности структуры ореолов, обусловленные характером сочетания рудоподводящих нарушений и рудовмещающих толщ, свойственны не только скарново-магнетитовым месторождениям. С.В. Григорян [1,2] указывает на текущее положение надрудных ореолов Николаевского скарново-полиметаллического месторождения с горизонтальными рудными залежами, объясняя этот факт тем, что месторождение формировалось восходящими рудоносными растворами, отлагающими руды в благоприятных для замещения пологозалегающих скарнированных известняках. На пологозалегающем Подольском медноколчеданном месторождении, сопровождающемся на рудном уровне послынными ореолами в соответствии с залеганием рудных тел, в подрудном и надрудном сечениях развиты крутопадающие ореолы [1].

Указанные особенности структуры ореолов скарново-магнетитовых месторождений должны учитываться при локальном прогнозировании глубокозалегающего орудения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 274 с.
2. Григорян С.В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1974. 214 с.

**КОЛИЧЕСТВЕННОЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ  
КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Одной из актуальных задач геохимических методов является разработка обоснованных критериев количественного прогнозирования скрытого оруденения. Потенциальные возможности геохимических методов в решении данной проблемы рассмотрены в ряде работ [1—3, 5], где подчеркивается необходимость выявления геохимических показателей, позволяющих определить масштабы скрытого оруденения. При этом указывается, что по параметрам надрудных первичных ореолов возможно производить только относительную оценку масштаба предполагаемого на глубине слепого оруденения, т.е. выделить ореолы с максимальными масштабами оруденения из ряда признанных по уровню эрозийного среза перспективными на слепое оруденение первичных ореолов. Но для перехода от относительных оценок к абсолютным необходимо установление для различных промышленных и морфоструктурных типов рудных месторождений количественных соотношений величин различных характеристик надрудных первичных ореолов и запасов соответствующих элементов в рудах.

Изучение первичных геохимических ореолов колчеданных месторождений позволило установить ряд количественных соотношений между рудами и ореолами для различных минерально-промышленных типов месторождений колчеданной формации.

Многочисленные материалы, полученные при изучении ореолов колчеданных месторождений, дают основание утверждать, что образование первичных геохимических ореолов связано с теми же процессами, что и процессы, которые привели к образованию рудных тел [4]. При этом в рудных телах концентрируется только часть привносимых растворами металлов, тогда как большая их часть остается рассеянной во вмещающих породах. Другими словами, первичные геохимические ореолы представляют собой образования, генетически единые с рудными телами.

С целью количественной оценки этой взаимосвязи были произведены подсчеты средних содержаний меди, цинка и других элементов в рудах и в близрудных зонах ореолов на определенных уровнях (в блоках мощностью 100 м) и прослежено изменение этих содержаний с глубиной на Гайском медноколчеданном месторождении (Южный Урал) (рис. 1). Приведенное исследование установило идентичный характер изменения кривых содержаний элементов в ореолах и в рудных телах с глубиной и четкую корреляцию уровня содержаний элементов в ореолах с уровнем их концентраций в рудных телах. Полученные данные однозначно подтверждают прямую зависимость распределения меди и цинка в близрудных зонах ореолов от их распределения в рудных телах. Зоны максимальной концентрации других рудных элементов (свинца, бария, кобальта, молибдена, мышьяка) часто находятся вне рудных тел, в пределах ореолов. При этом свинец, барий, мышьяк концентрируются висячем боку и по восстанию рудных тел. Кобальт и молибден,

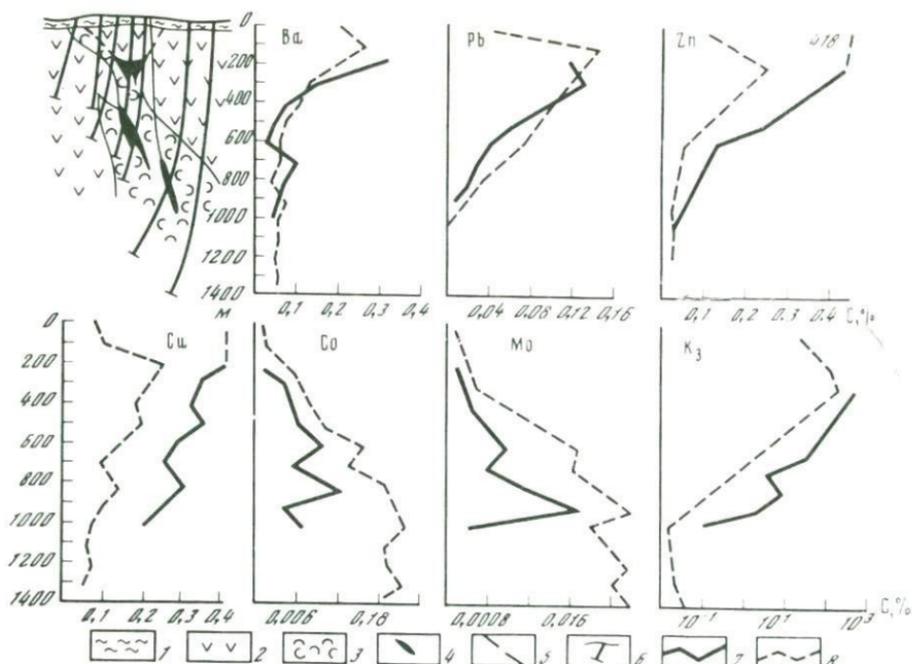


Рис. 1. Изменение средних содержаний элементов-индикаторов в рудах и близрудных зонах ореолов Гайского месторождения

1 — мезо-кайнозойские отложения; 2 — надрудная толща вулканитов базальтоидного состава; 3 — метасоматиты и гидротермально-измененные породы; 4 — рудные тела; 5 — разрывные нарушения; 6 — скважины; 7, 8 — графики средних содержаний элементов: 7 — в рудах, 8 — в ореолах;

$$K_3 = \frac{CaZn + CaPb}{CaCo + CaMo}$$

наоборот, концентрируются в лежачем боку рудных тел и на участке их выклинивания по падению и в соответствующих близрудных зонах ореолов.

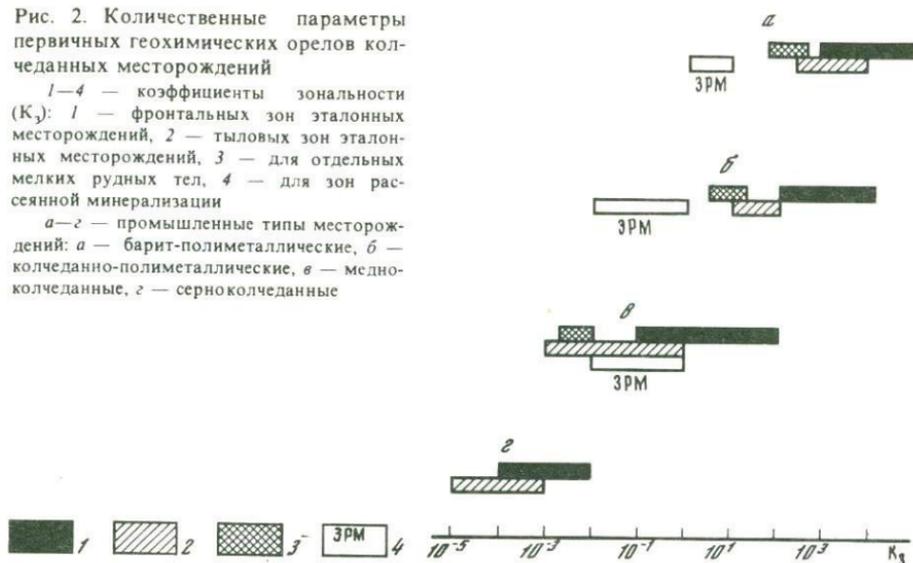
Охарактеризованные особенности относительно положения медно-колчеданных рудных тел, являющихся участками максимального накопления меди и цинка, и зон высоких концентраций других элементов в пределах общего геохимического ореола месторождения указывают на определенное место рудных тел в зональной колонне ореола и являются еще одним проявлением генетического единства рудных тел и вмещающих их геохимических ореолов (В.М. Рыфтин, 1972 г.).

Одним из основных признаков, несущих информацию о возможном составе и о масштабах рудных тел, является зональное строение ореола, обусловленное закономерной пространственной дифференциацией составляющих его элементов. Разные минерально-промышленные типы колчеданных месторождений характеризуются своими частными рядами зональности первичных геохимических ореолов (в таблице ряды приведены снизу вверх), а по изменениям величины соотношений содержаний надрудных и подрудных элементов-индикаторов выделяются зоны относительного накопления или обеднения определенными

Рис. 2. Количественные параметры первичных геохимических ореолов колчеданных месторождений

1—4 — коэффициенты зональности ( $K_z$ ): 1 — фронтальных зон эталонных месторождений, 2 — тыловых зон эталонных месторождений, 3 — для отдельных мелких рудных тел, 4 — для зон рассеянной минерализации

а—г — промышленные типы месторождений: а — барит-полиметаллические, б — колчеданно-полиметаллические, в — медно-колчеданные, г — серноколчеданные



элементами. Это дает возможность определять количественные показатели зональности для различных промышленных типов месторождений и проводить отбраковку участков эродированного оруденения. В частности, для подсчетов широко использовался мультипликативный коэффициент зональности типа  $K_z = \text{Pb} \cdot \text{Zn} \cdot \text{Ag} / \text{Cu} \cdot \text{Co} \cdot \text{Mo}$ , который изменяется на десять порядков в направлении от серноколчеданных к барит-полиметаллическим месторождениям (см. таблицу).

Следует подчеркнуть, что для правильной интерпретации полученных данных необходимо обязательное привлечение всего геологического материала — по минеральному составу руд, по околорудным изменениям вмещающих пород, поведению щелочей и т.п. (см. таблицу).

Использование указанных параметров для решения проблем количественного геохимического прогнозирования значительно повысилось в связи с разработкой геохимических критериев разбраковки геохимических аномалий, представленных зонами рассеянной рудной минерализации. Из-за отсутствия отчетливой геохимической зональности вариации индикаторного отношения укладываются в сравнительно узкий интервал значений, характерных для тыловых зон промышленного медноколчеданного оруденения (рис. 2).

Анализ результатов изучения первичных геохимических ореолов ряда колчеданных месторождений Урала, Алтая и Кавказа позволил выявить симбатную связь между продуктивностями бария, свинца, цинка, меди, кобальта и молибдена в рудных телах и окаймляющих их ореолах.

Анализ гистограмм удельных продуктивностей (удельная продуктивность — это доля площадной продуктивности одного элемента в процентах к сумме площадных продуктивностей всех изученных

**Минеральный состав и геохимические показатели колчеданных месторождений разных типов**

Минерально-промышленный тип колчеданных месторождений	Минералы руд		Зоны гидротермально-измененных пород	К/Na отношение	Типоморфные элементы
	главные	второстепенные			
Серноколчеданный	Пирит, пирротин	Халькопирит, молибденит, касситерит, кобальтин	Кварциты, кварц-серпичитовые сланцы	> 7,0	Co, Mo, Cu
Медноколчеданный	Пирит, халькопирит, сфалерит	Галенит, касситерит, молибденит, кобальтин	Хлорит-кварцевые, хлорит-серпичитовые и сланцы	2,0—7,0	Cu, Zn, Co, Mo
Колчеданно-полиметаллический	Пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит	Галенит, арсенопирит, золото, аргентит, халькозин, висмутин	Альбитизированные и эпидотизированные	0,5—2,0	Zn, Cu, Pb, Ag
Барит-полиметаллический	Пирит, сфалерит, галенит, барит	Халькопирит, блеклые руды, ковеллин, халькозин, станнин	Гематитизированные и карбонатизированные	0,01—0,5	Ba, Pb, Ag, Zn, As

элементов), построенных для различных минерально-промышленных типов колчеданных месторождений в открытых (в зависимости от проницаемости надрудных толщ пород) или комбинированных (частично экранированных) структурах (рис. 3), позволил сделать следующие выводы.

1. Усредненные кривые основных элементов-индикаторов в рудах и первичных ореолах внутри каждого минерально-промышленного типа имеют очень близкий характер.

2. Кривые продуктивностей в рудных телах и ореолах медноколчеданного и колчеданно-полиметаллического типов очень близки между собой и резко отличаются от соответствующих кривых, характерных для

Доля типоморфных элементов в комплексном ореоле, %	Частные ряды зональности	K <sub>3</sub> = Pb · Zn · Ag / Cu · Co · Mo			Примеры месторождений
		фронтальные зоны месторождений	тыловые зоны месторождений	ЗРМ	
65—85	Mo—Co—Cu—Zn—Pb, As, Ba	10 <sup>-4</sup> —10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-5</sup> —10 <sup>-3</sup>	—	Андреевское, Зюзельское, Собановское
70—88	Mo—Co (Sn)—Cu—Zn—Pb (As)—Ag—Ba	10 <sup>-1</sup> —10 <sup>-2</sup>	10 <sup>-3</sup> —10 <sup>0</sup>	10 <sup>-2</sup> —10 <sup>0</sup>	Маднеульское, Шамлугское, Квемо-Болнисское, Цительсепельское, Алавердское, Корнутское, Красногвардейское, Заводское, Озерное, Ново-Андреевское, им. XIX Партсъезда, Новое, Узельгинское, Молодежное, Гайское
65—95	Mo(Sn)—Co—Bi—Au—Zn (Cd)—Pb, Ag—Ba	10 <sup>2</sup> —10 <sup>4</sup>	10 <sup>1</sup> —10 <sup>2</sup>	10 <sup>-2</sup> —10 <sup>0</sup>	Филизчайское, Александровское, Джусинское, Золотушинское, Орловское, Карбалихинское, Тишинское, Старковское, Иртышское
76—89	Co(Sn)—Ni—Mo—Cu, (Bi)—Zn(Mo <sub>2</sub> ), Cd—Pb, Ag—Cu <sub>2</sub> —As—Ba	10 <sup>3</sup> —10 <sup>5</sup>	10 <sup>2</sup> —10 <sup>4</sup>	10 <sup>0</sup> —10 <sup>1</sup>	Давид-Гареджское, Ахталское, Петровское, Зареченское, Лениногорское, Степное, Зыряновское, Греховское

серноколчеданного и барит-полиметаллического минерально-промышленных типов.

3. Согласно однонаправленной зональной колонне ореолов колчеданных месторождений происходит закономерная смена максимальных продуктивностей основных рудообразующих элементов от серноколчеданного типа к барит-полиметаллическому.

Тесная взаимосвязь составов ореолов и составов рудных тел определяет комплекс типоморфных (для определенных типов колчеданного оруденения) ассоциаций основных элементов-индикаторов, которые и формируют наиболее крупные по размерам первичные геохимические ореолы. Отсюда внешние зоны ореолов медноколчедан-

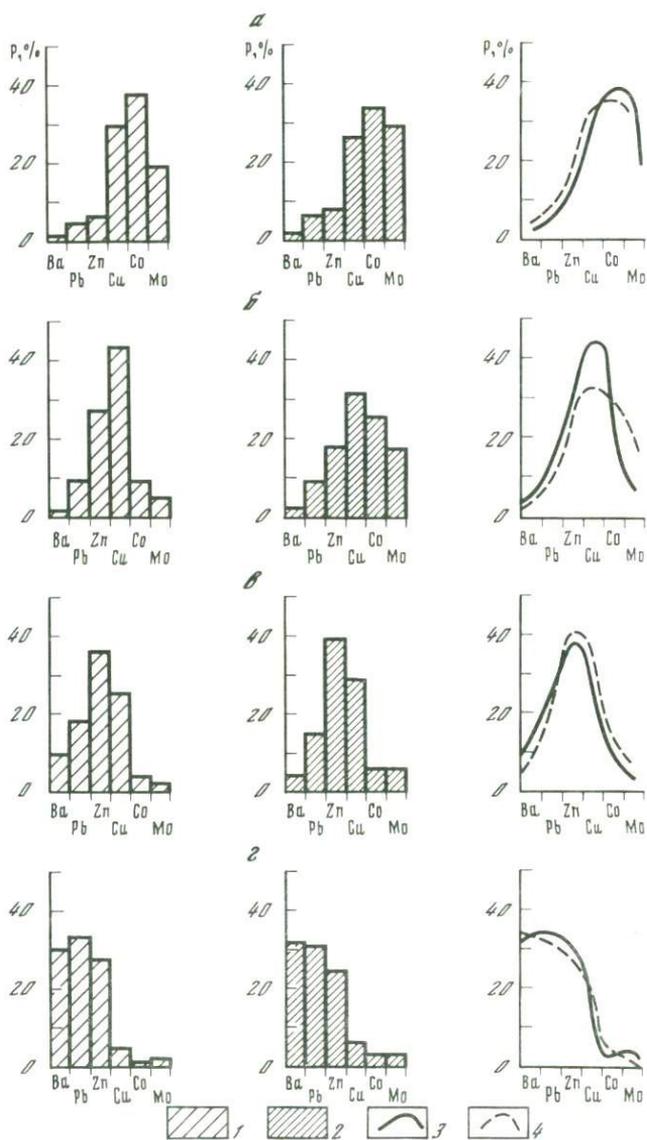


Рис. 3. Удельные продуктивности (P) элементов-индикаторов в рудах и первичных ореолах колчеданных месторождений

1, 2 — продуктивности элементов: 1 — в рудах, 2 — в ореолах; 3, 4 — усредненные кривые продуктивности элементов: 3 — в рудах, 4 — в ореолах

a—г — промышленные типы месторождений: а — серноколчеданные, б — медноколчеданные, в — колчеданно-полиметаллические, г — барит-полиметаллические

ных и колчеданно-полиметаллических месторождений имеют обычно медно-цинковый состав, для колчеданно-полиметаллических месторождений возрастает роль свинца, для барит- полиметаллических — характерен свинцово-бариевый состав, для серноколчеданных — кобальт-молибденовый состав ореолов (см. рис. 3). Отмеченные особенности внешних зон ореолов месторождений и установленная симбатная зависимость между продуктивностями рудных тел и первичных геохимических ореолов дают возможность определять формационную принадлежность выявленных геохимических аномалий, оценить уровень выявленных рудоносных аномалий относительно скрытого оруденения и примерные масштабы предполагаемого на глубине слепого оруденения. Разработанные в настоящее время геохимические критерии позволяют в большинстве случаев однозначно решать задачи определения формационной принадлежности аномалий, оценки уровня их среза [1, 4, 5].

Более сложную задачу представляет определение прогнозных запасов скрытого оруденения по данным геохимического опробования. Тесная зависимость параметров ореолов от геологоструктурных условий локализации оруденения (под экранами вмещающих пород, при кулисном расположении рудных тел, при совмещении различных тектурных типов колчеданных руд и т.п.) ограничивает возможность применения выявленных закономерностей для оценки запасов руд.

В результате исследований выявлены достаточно стабильные количественные соотношения ориентировочных запасов в рудах и первичных ореолах для определенных минерально-промышленных типов колчеданных месторождений. Установлено, что запасы рудообразующих элементов (меди, цинка, свинца) сконцентрированы в рудных телах и первичных ореолах примерно в равных соотношениях, тогда как запасы кобальта и молибдена выше в ореолах, чем в рудных телах. При этом величины абсолютных параметров ореолов (мощности, средние содержания, продуктивности) прямо пропорциональны аналогичным параметрам рудных тел: чем больше масштабы рудных тел, тем больше масштабы ореолов.

Полученные данные о связи параметров рудных тел и ореолов изучены на ряде эталонных объектов, представленных в значительном числе детально разведанными слепыми рудными залежами, залегающими на различных глубинах. Благодаря этим данным выявляют целый ряд статистических закономерностей, позволяющих оценить масштабы предполагаемого на глубине оруденения по параметрам его надрудных ореолов. Естественно, что такая оценка требует более глубокого исследования зависимости параметров надрудных ореолов от размеров и глубины залегания слепого оруденения. Однако уже и сегодня по параметрам надрудных первичных ореолов возможно прогнозировать масштабы скрытого оруденения, расположенного на глубине до 300—400 м (в открытых структурах). При этом размеры скрытых рудных тел по простиранию и по мощности могут быть определены по данным вторичных геохимических ореолов комплексного состава при их удовлетворительной корреляции с первичными ореолами, а выбор оптимальной величины рудной подвески будет зависеть от градиента изменения величины продуктивности изученного надрудного геохими-

ческого ореола. Знание генетического типа оруденения и условий залегания потенциальных рудных тел позволяет при минимальном числе буровых скважин и горных выработок полнее оценивать прогнозные запасы металлов.

1. Результаты проведенных исследований доказывают принципиальную возможность использовать параметры геохимических ореолов для ориентировочной оценки прогнозных запасов.

2. Приведенные количественные геохимические параметры для различных минерально-промышленных типов колчеданных месторождений позволили установить симбатную зависимость как между уровнем содержаний элементов-индикаторов в рудных телах и ореолах, так и между площадной продуктивностью элементов в рудах и в окаймляющих их первичных ореолах.

3. Полученные характеристики первичных геохимических ореолов позволяют не только решать практические задачи обнаружения скрытого оруденения внутри минерально-промышленных типов колчеданных месторождений, но и давать предварительную количественную (промышленную) оценку масштабов оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1974. 214 с.

2. Григорян С. В. О количественном прогнозировании слепого оруденения. — В кн.: Методика обработки, картографирования и интерпретации геохимических данных. Алма-Ата, 1975, с. 17—21.

3. Григорян С. В. Приоритетные направления развития геохимических методов в одиннадцатой пятилетке. — В кн.: Геохимические методы при оценке скрытого оруденения. М.: ИМГРЭ, 1981, с. 5—12.

4. Овчинников А. Н., Григорян С. В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970, с. 3—36.

5. Соловов А. П., Матвеев А. А., Ряховский В. М. Геохимические методы поисков рудных месторождений: (Сб. задач). М.: Изд-во МГУ, 1978. 34 с.

**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ ИНТРУЗИЙ И ПОИСКИ МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ**

Многолетние исследования геохимических особенностей сульфидных медно-никелевых месторождений показали, что около рудоносных дифференцированных интрузий и сульфидных медно-никелевых рудных тел в осадочно-вулканогенных породах развиты протяженные первичные ореолы, имеющие определенный состав и строение [3, 7]. Выявленные свойства ореолов позволили разработать геохимические критерии оценки перспективных участков на скрытое сульфидное медно-никелевое оруденение.

Наряду с совершенствованием этих критериев не менее важной представляется проблема геохимических поисков сульфидных медно-никелевых рудных залежей в пределах потенциально рудоносных дифференцированных массивов. В известных рудных полях выявлено большое количество интрузий основного—ультраосновного состава, с которыми генетически связаны богатые сульфидные медно-никелевые руды. Каждый из этих интрузивов необходимо оценить на скрытое медно-никелевое оруденение, а для выходящих на поверхность — определить уровень эрозионного среза по отношению к скрытому оруденению, т.е. установить — сечения интрузива являются надрудными или подрудными.

Для решения этой задачи при методических работах, проводимых в Печенгско-Аллараченском и Норильском рудных районах изучались особенности распределения химических элементов в рудоносных и безрудных дифференцированных интрузивах.

Было проведено представительное геохимическое опробование каждого дифференциата. Пробы на широкий круг элементов в основном анализировались методом приближенно-количественного спектрального анализа, а для уточнения некоторых выводов применялся количественный метод.

В Печенгской рудной зоне дифференцированные интрузии основного — ультраосновного состава развиты в метаморфизованных вулканогенно-осадочных породах протерозойского возраста, главным образом в туфогенно-осадочных породах продуктивной толщи, разделяющих мощные покровы эффузивов основного состава [2, 6]. Интрузии силлообразной формы контролируются пологими межслоевыми разрывными нарушениями и имеют протяженность от первых сотен метров до нескольких километров при значительно меньшей мощности.

Дифференцированные интрузии сложены породами трех главных разновидностей (сверху вниз): габбро мощностью 20—60 м, иногда более 100 м; пироксенитами (изолированные линзовидные тела) мощностью от нескольких метров до первых десятков метров, перидотитами мощностью 100 м и более.

Рудные залежи локализуются в участках, наиболее насыщенных интрузиями основного—ультраосновного состава, преимущественно в

Таблица 1

Содержания прямых элементов-индикаторов  
сульфидного медно-никелевого оруденения  
в рудоносных интрузиях Печенги (в  $\text{п} \cdot 10^{-3}\%$ )\*

Главные дифференциаты интрузий; элементы	Среднефоновые $C_{\phi}$	Минимально-аномальные			
		$C_{a_1}$ (с вероятностью 84,1%)	$C_{a_2}$ (с вероятностью 97,7%)	$-C_{a_1}$	$-C_{a_2}$
Габбро					
Ni	3	6	11	1,7	1
Cu	7	10	14	5	3,8
Co	8	10	12	6,5	5,5
Cr	14	25	40	8,5	5
Ag	—	—	—	—	—
Pb	—	—	—	—	—
Перидотиты					
Ni	160	250	380	100	65
Cu	18	40	85	8,5	4
Co	14	18	23	11	8,7
Cr	110	150	200	80	60
Ag*	0,31	0,65	1,4	—	—
Pb	—	—	—	—	—

\*Содержания серебра даны в  $\text{п} \cdot 10^{-5}\%$ ; прочерк означает, что содержание не обнаружено.

зоне нижних экзо- и эндоконтактов крупных дифференцированных массивов. Рудные тела контролируются межпластовыми разрывными нарушениями и часто имеют пластообразную форму. На некоторых месторождениях распространены рудные тела сложной морфологии — совокупности мелких жилообразных и плоских линзообразных залежей различных по составу руд, а также столбообразные рудные тела.

Встречаются маломощные массивы интенсивно измененных перидотитов, представляющие рудные тела богатых вкрапленных руд, сопровождающихся прожилково-вкрапленными рудами как в самом интрузивном теле, так и во вмещающих руды сланцах. Длина рудных тел составляет от первых метров до более 1500 м, а мощность — 0,2 до 100 м и более.

Изучение геохимических разрезов по ряду дифференцированных интрузий из различных участков зоны и особенно изменения средневзвешенных содержаний элементов в отдельных дифференциатах показывают, что исследованные химические элементы распределены в интрузивах неравномерно, но вместе с тем в их распределении устанавливаются определенные закономерности. В слабоизмененных вторичными процессами дифференцированных интрузиях от верхних дифференциатов к нижним наблюдается резкое увеличение содержаний прямых элементов-индикаторов сульфидного медно-никелевого оруденения — никеля, меди, кобальта, хрома (табл. 1) и некоторых других элементов, например, цинка, марганца, а на участках развития рудных тел — серебра и свинца. Наоборот, для верхнего дифференциата —

габбро характерны повышенные содержания титана, ванадия, бария, равные соответственно 0,9%, 0,03% и 0,01%, тогда как в перидотитах содержания этих элементов в среднем на порядок ниже.

Исходя из распределения максимальных концентраций химических элементов в дифференциатах, был составлен ряд вертикальной (поперечной) зональности дифференцированных интрузий (сверху вниз): барий — ванадий — титан — молибден — марганец — кобальт — цинк — свинец — хром — медь — никель — серебро.

На основе этого ряда выведен показатель дифференциации, изменение которого в различных дифференциатах более отчетливо подчеркивает геохимические особенности этих дифференциатов. Числитель показателя представляет произведение средних содержаний бария, ванадия, титана, т.е. элементов, наиболее характерных для габбро, а знаменатель — никеля, меди, серебра, концентрирующихся в перидотитах.

Значения показателя в слабоизмененных габбро варьируют от  $n \cdot 10^8$  до  $n \cdot 10^7$ , в перидотитах — от  $n \cdot 10^5$  до  $n \cdot 10^0$ , а на участках развития руд в последних до  $n \cdot 10^{-1}$  —  $n \cdot 10^{-4}$ .

Вместе с тем на отдельных участках в габбро были выявлены зоны с повышенными по сравнению со среднефоновыми содержаниями никеля (до 0,2%), кобальта и меди (до 0,05%), серебра (0,00005%). Содержание титана, ванадия, бария в этих зонах, напротив, ниже среднефоновых. Поэтому показатель дифференциации резко падает и приближается к значениям его в перидотитовых дифференциатах (до  $n \cdot 10^5$  —  $n \cdot 10^4$ ).

Установлено, что такие зоны вытянуты вдоль верхнего контакта габброидов на участках, где со стороны висячего бока дифференцированного массива в осадочно-вулканогенных породах развиты сульфидные медно-никелевые рудные залежи, представленные прожилково-вкрапленными рудами в маломощных телах серпентинитов. Они сопровождаются контрастными полиэлементными ореолами.

Таким образом, первичные ореолы богатых рудных тел развиваются не только в вулканогенно-осадочных породах, но и габброидных дифференциатах никеленосных интрузивов, что может быть использовано как дополнительный критерий при геохимических поисках рудных тел этого типа. Однако при оценке дифференцированных массивов на скрытое оруденение применение показателя дифференциации неэффективно.

Для решения задачи оценки рудоносности была сделана попытка выявить продольную, или осевую, зональность рудоносных дифференцированных интрузий.

Ряды продольной геохимической зональности, выведенные на основе средних градиентов концентрации для нескольких дифференцированных интрузий протяженностью более 1500—2000 м, для габбро и перидотитов в каждом интрузиве в общем совпадают и близки к ряду зональности для данного интрузива в целом. Но ряды зональности, рассчитанные для различных интрузивов, существенно отличаются друг от друга. Еще менее сходны с ними ряды, рассчитанные по нескольким сечениям интрузивов, вскрытых на меньшую глубину.

Различные дифференциаты отличаются минеральным составом и

химизмом и, в основном, формировались еще в магматическом очаге, а не в процессе остывания интрузива. Поэтому продольная зональность проявлена менее контрастно, чем поперечная. Специальные исследования, проведенные нами совместно с сотрудниками Лаборатории геохимии КФАН СССР, показали, что отмеченные изменения содержания элементов по ряду участков в отдельных дифференциатах связаны с влиянием метаморфических и гидротермально-метасоматических процессов и зависят от степени изменения интрузива этими процессами.

Изучение измененных в различной степени дифференциатов с минеральными ассоциациями, характеризующими различные стадии метаморфического и гидротермально-метасоматического процессов, показало, что содержания некоторых элементов в метасоматических породах поздних стадий резко уменьшаются по сравнению со слабоизмененными перидотитами. Так, в хлорит-тремолит-карбонат-талковых апосерпентинитах среднее содержание никеля на 0,1—0,15% ниже, чем содержание никеля в антигоритизированных перидотитах. В этом же направлении заметно уменьшаются содержания марганца, хрома, бора, нередко меди и кобальта.

Для того чтобы иметь представление о пространственном распределении элементов в рудоносных интрузиях, на основе приближенно-количественного анализа проб с учетом данных количественного метода для каждого дифференциата рассчитывались (см. табл. 1) и отрисовывались на разрезах не только положительные, но и отрицательные значения минимально-аномальных содержаний элементов-индикаторов.

При этом была выявлена интересная особенность рудоносных интрузивов, заключающаяся в том, что около богатых рудных тел, локализующихся в перидотитовых дифференциатах интрузий, в надрудных сечениях наблюдаются повышенные содержания прямых элементов-индикаторов медно-никелевого оруденения — никеля, меди, кобальта, хрома, серебра, свинца; в подрудных сечениях отмечается резкое понижение содержаний никеля (в 15—20 раз), хрома, кобальта, меди (в 1,5—3, иногда 5—10 раз) при содержаниях серебра и свинца ниже чувствительности анализа. Т.е. состав элементов-индикаторов в геохимических аномалиях надрудных и подрудных сечений практически совпадает, что не позволяет оценивать эти сечения по общепринятой методике с помощью коэффициентов зональности, представляющих отношение суммарных содержаний элементов, характерных для надрудного и подрудного сечений.

Именно совпадение качественного состава геохимических аномалий в надрудных и подрудных сечениях в пределах рудоносных массивов определяет основное отличие оруденения данного типа от других формационных типов. Поэтому для оценки надрудных и подрудных сечений С.В. Григорьяном и автором предложено определять показатель перспективности, представляющий произведение содержаний прямых элементов-индикаторов сульфидного медно-никелевого оруденения:

$$П = \bar{C}_{Ag} \cdot \bar{C}_{Pb} \cdot \bar{C}_{Cu} \cdot \bar{C}_{Ni} \cdot \bar{C}_{Co} \cdot \bar{C}_{Cr},$$

где  $\bar{C}_i$  — среднее содержание элемента.

Таблица 2

Изменение величины показателя перспективности (П) в надрудном (1) и подрудном (2) сечениях на различных расстояниях от рудного тела (L)

Характер сечения	L, м	П в дифференциатах	
		габбро	перидотиты
1	300	$> n \cdot 10^4$	$\geq n \cdot 10^{10}$
	300—500	$> n \cdot 10^3$	$n \cdot 10^9 - n \cdot 10^8$
	500—700	$> n \cdot 10^2$	$n \cdot 10^7$
2	100—300	$< n \cdot 10^2$	$\leq n \cdot 10^5$
	300	$< n \cdot 10^1$	$\geq n \cdot 10^4$

Максимальные содержания прямых элементов-индикаторов — никеля, меди, кобальта, хрома, серебра, свинца наблюдаются в рудных телах. По мере удаления от рудного тела в подрудных сечениях по падению интрузива содержания этих элементов и величина показателя перспективности уменьшаются до значений, ниже среднефоновых. По восстанию интрузива от верхнего выклинивания рудных тел содержания прямых элементов-индикаторов также уменьшаются, но только до среднефоновых (рис. 1). Значения показателя определяют для каждого дифференциата отдельно, так как среднефоновые значения П существенно отличаются: для перидотитов  $P_n = n \cdot 10^6$ , для габбро —  $P_r = n \cdot 10^2$  ( $n = 0,1 - 0,9 \cdot 10^{-20}$ , так как содержания серебра определяются в  $n \cdot 10^{-5}\%$ , а остальных элементов в  $n \cdot 10^{-3}$ ).

Величины показателя перспективности для надрудных и подрудных сечений дифференцированных массивов, в которых локализируются богатые сульфидные медно-никелевые рудные тела, приведены в табл. 2. Из табл. 2 видно, что перспективными на богатое сульфидное медно-никелевое оруденение считаются сечения, по которым в перидотитах  $P_n > n \cdot 10^7$ , а в габбро  $P_r > n \cdot 10^2$ , причем при  $P_n \geq n \cdot 10^8$  и  $P_r > n \cdot 10^3$  расстояние до рудного тела не превышает 500 м. Определенно неперспективными являются сечения, по которым  $P_n \leq n \cdot 10^5$  и  $P_r < n \cdot 10^2$ .

Таким образом, по изменению величины показателя перспективности можно разделять дифференцированные никеленосные интрузивы на перспективные и неперспективные на скрытое богатое сульфидное медно-никелевое оруденение как на стадии общих поисков при оценке выходов на поверхность интрузивных массивов, так и при детальных работах в пределах известных рудных полей для оценки отдельных сечений потенциально рудоносных интрузивов, вскрытых буровыми скважинами или горными выработками.

В Норильском рудном районе наиболее детально изучены полнодифференцированные рудоносные интрузии Талнахского рудного узла. Они развиты в терригенных породах тунгусской серии ( $C_3 - P_2$ ) подстилающих их лагунно-морских отложениях девонского возраста и проникают в мощную толщу вышележащих вулканогенных пород, представленную комплексом базальтовых лав и туфов ( $P_2 - T$ ). Талнахский интрузив состоит из нескольких ветвей. Северо-восточная ветвь перекрыта на юге моренными отложениями, прослежена вдоль Харас-

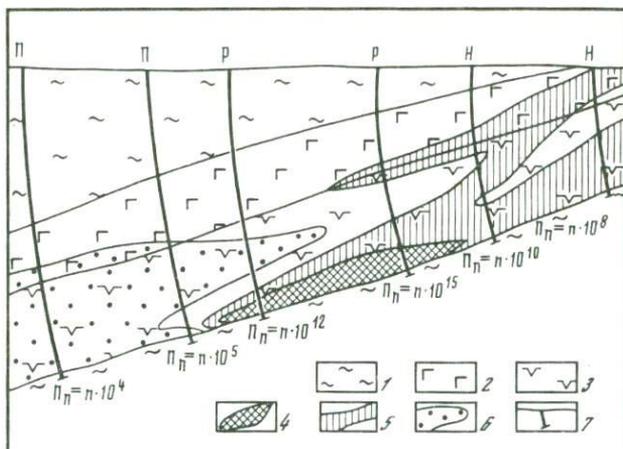


Рис. 1. Изменение величины мультипликативного показателя перспективности ( $\Pi$ ) околорудного тела в дифференцированном интрузиве. Печенгская рудная зона

1 — осадочно-вулканогенные породы; 2 — габбро; 3 — перидотиты; 4 — медно-никелевые руды; 5, 6 — градации величины показателя  $\Pi$ : 5 — в габбро  $\Pi_r > n \cdot 10^2$ , в перидотитах  $\Pi_n \geq n \cdot 10^2$ , 6 — в габбро  $\Pi_r < n \cdot 10^2$ , в перидотитах  $\Pi_n < n \cdot 10^2$ ; 7 — скважины; П, Р, Н — сечения: П — подрудное, Р — рудное, Н — надрудное

лахского разлома почти на двадцать километров, но корневая часть ее не вскрыта. Полнодифференцированные интрузии имеют сложное строение. В них выделяются (сверху вниз): контактовые габбро-долериты; кварцсодержащие габбро-долериты, габбро, габбро-диориты, безоливиновые и оливинсодержащие, оливиновые габбро-долериты; пикритовые и такситовые габбро-долериты; контактовые и порфирировидные габбро-долериты.

Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды приурочены к пикрит-такситовым дифференциатам, а сплошные руды тяготеют к зоне нижнего экзо- и эндоконтакта интрузива. В пределах каждой ветви выявлено несколько крупных рудных тел. В строении установлены отчетливая минералогическая и геохимическая зональности [1].

Изучение геохимических особенностей полнодифференцированных интрузий позволило выявить вертикальную и горизонтальную зональности в распределении химических элементов. Причем отмечалось сходство рядов вертикальной и горизонтальной зональности. Исходя из выведенных рядов зональности, для разбраковки интрузивных массивов и оценки рудоносных интрузий на глубину предложены коэффициент фронтальности  $K_f = Cr \cdot Co \cdot Ni \cdot Cu \cdot Ag / Ba \cdot Sn \cdot Zr \cdot Gd \cdot Sr$  и коэффициент различия  $K_p = Ni \cdot Cu \cdot Ag \cdot Co(Cr) / Ba \cdot Sr \cdot Zr \cdot Ti(Sc)$  [7]. Тем не менее практическое применение этих коэффициентов показало, что величина их меняется не стабильно, и для одних и тех же уровней рудных тел значения коэффициентов могут существенно отличаться.

Нами была сделана попытка выявить причину этого явления. Изучение распределения элементов в пределах каждого дифференциата от корневой части интрузии к фронтальной подтвердило наличие вертикальной (поперечной) геохимической зональности. Она выра-

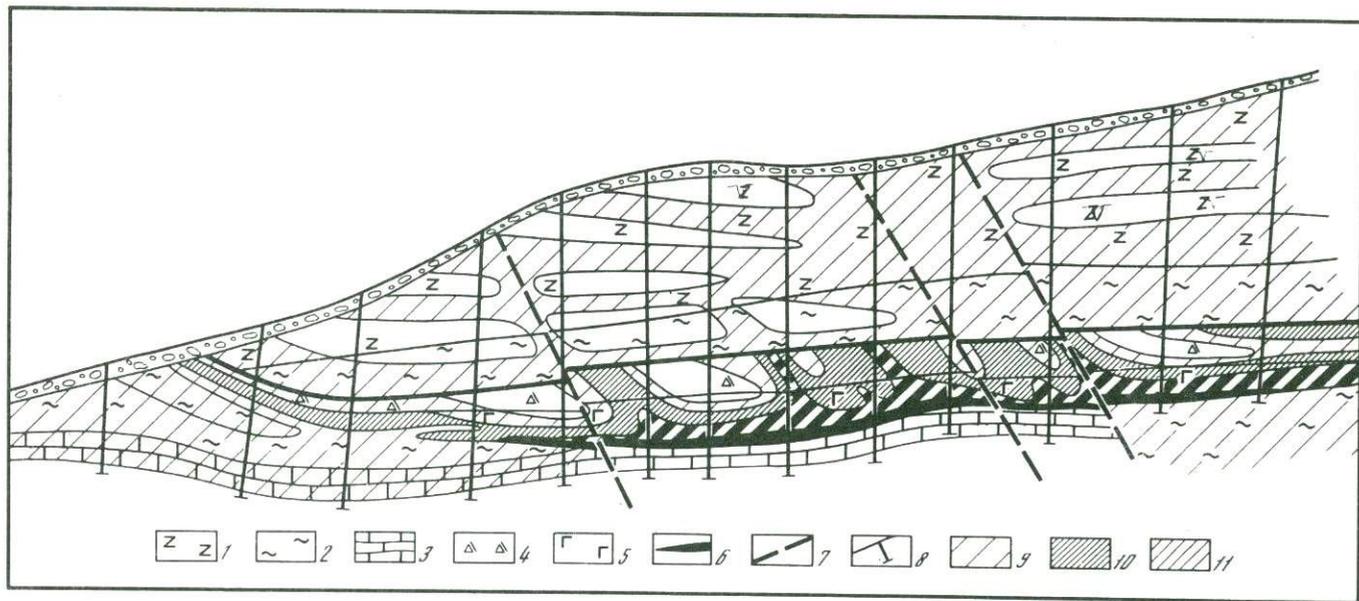


Рис. 2. Изменение величины мультипликативного показателя Ni·Cu·Co·Ag·Pb·Zn в продольном разрезе южной части северо-восточной ветви Талнахского интрузива

1 — вулканогенные породы (P<sub>2</sub>-T); 2 — терригенные породы тунгусской серии (C<sub>3</sub>-P<sub>2</sub>); 3 — лагуно-морские отложения (D); 4 — габбро-долериты

безоливиновые, оливиносодержащие, оливиновые; 5 — габбро-долериты пикрит-такситовые; 6 — рудные тела; 7 — разрывные нарушения; 8 — скважины; 9-11 — значения мультипликативного показателя: 9 — n·10<sup>3</sup> — n·10<sup>7</sup>, 10 — n·10<sup>7</sup> — n·10<sup>9</sup>, 11 — ≥ n·10<sup>10</sup>

жается в преимущественном накоплении ванадия, титана, бария, циркония, олова, галлия, стронция, скандия в безоливиновых, оливин-содержащих, иногда оливиновых габбро-долеритах, тогда как в пикрит-такситовых горизонтах концентрируются никель, кобальт, медь, серебро, свинец, хром, обычно марганец, цинк и некоторые другие элементы, т.е. приведенные выше коэффициенты представляют практически показатель дифференциации, а не показатель зональности.

Обращает внимание и тот факт, что средние значения многих элементов существенно меняются в пределах одного горизонта. Например, содержания никеля на отдельных участках безоливиновых габбро-долеритов варьируют от 10 до 1000 г/т. Обычно содержания никеля, меди, цинка, кобальта, серебра, свинца, т.е. прямых элементов-индикаторов оруденения, возрастают в верхних дифференциатах на участках развития зон расщелачивания и дробления над рудными телами или на их выклинивании. Содержания характерных для верхних дифференциатов элементов (ванадия, титана, бария и других) на этих участках иногда также возрастают, иногда резко падают. Другими словами, наблюдаются перераспределение типоморфных элементов и увеличение содержаний химических элементов, не свойственных для данного дифференциата. Это увеличивает колебания величин указанных коэффициентов.

Для оценки интрузий на скрытое оруденение перспективным представляется использование мультипликативного показателя прямых элементов-индикаторов оруденения. Зоны повышенных значений показателя хорошо фиксируются над рудными телами в дифференцированном массиве и прослеживаются на расстояние более 1000 м во вмещающих рудоносный интрузив породах (рис. 2). В пределах интрузива значения показателя  $Ni \cdot Cu \cdot Co \cdot Ag \cdot Pb \cdot Zn > n \cdot 10^5$  (где  $n = 0,1 - 0,9 \cdot 10^{-24}\%$ ) считаются перспективными на скрытое сульфидное медно-никелевое оруденение.

Таким образом, изучение геохимических особенностей дифференцированных интрузий Норильского и Печенгского рудных районов, сопоставление полученных материалов наряду с некоторыми отличиями выявило определенные общие черты в распределении элементов-индикаторов сульфидного медно-никелевого оруденения, что позволяет наметить критерии разбраковки и оценки на глубину никеленосных интрузий. Устанавливаемое интенсивное перераспределение элементов-индикаторов свидетельствует о сложном процессе формирования сульфидных медно-никелевых рудных тел и не может быть объяснено только магматической дифференциацией в момент становления массива.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
2. Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. М., 1968. 352 с.
3. Григорян С.В., Рябов В.В. Некоторые особенности первичных геохимических ореолов медно-никелевых месторождений Печенги. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной

рудноносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты; Кол. фил. АН СССР, 1972, с. 126—130.

4. Григорян С. В., Рябов В. В., Олифиренко О. В. Особенности распределения элементов-индикаторов в первичных геохимических ореолах сульфидных медно-никелевых рудных тел Печенги. — В кн.: Первичные ореолы магматических месторождений. М.: ИМГРЭ, 1978, с. 36—64.

5. Овчинников Л. Н., Григорян С. В., Жук-Почекутов К. А. Геохимические критерии прогноза сульфидных медно-никелевых месторождений и методика их поисков. — В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981, с. 171—179.

6. Превоцкий А. А., Загородный В. Г. Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование в подвижных зонах. — В кн.: Металлогения Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1968, с. 28—30.

7. Разгонов О. П. Зональность распределения элементов-индикаторов в рудоносных интрузиях Норильского района и окружающих их геохимических ореолах и ее использование при поисках сульфидных медно-никелевых руд. — В кн.: Литохимические методы при поисках скрытого оруденения. М.: ИМГРЭ, 1972, с. 9—13.

УДК 553.078.041: [553.493.57÷549.3] (571.56)

*Е. Б. Соловьев*

#### **ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СТРАТИФОРМНЫХ ГЕРМАНИЙ-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ С ПРИМЕНЕНИЕМ ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ**

Стратиформное германий-свинцово-цинковое оруденение приурочено к карбонатным отложениям сарданинской свиты венда и имеет значительное площадное распространение в пределах Юдомо-Майской структурно-формационной зоны.

Рудные залежи на всех известных месторождениях зоны отчетливо стратифицированы, фиксируется субпластовый характер их залегания. Залежи характеризуются уплощенными столбообразными и пластобразными формами. Отдельные рудные тела часто представлены несколькими залежами, расположенными иногда кулисообразно, на различных стратиграфических уровнях сарданинской свиты.

Минеральный состав руд отличается простотой и выдержанностью по всей зоне. Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит (среднее отношение  $Pb:Zn = 1:3$ ), меньше распространен пирит; главные нерудные — доломит, реже кальцит. По текстурным признакам выделяются массивные, сплошные полосчатые, вкрапленные и прожилковые руды.

Для руд характерны кадмиеносность и германиеносность. Главным минералом-концентратором является сфалерит.

Определение факторов локализации оруденения и вывод поисковых критериев основаны на анализе закономерностей локализации промышленных руд и минерализации подобного типа в рудовмещающих отложениях венда в пределах зоны. Структурные условия и литолого-фациальный состав вмещающей толщи оказывали наибольшее влияние на размещение оруденения [4—6].

Одной из характерных особенностей зоны являются приуроченность всех  $Pb = Zn$  месторождений и рудопроявлений к палеоструктуре

Таблица 1

Содержание микроэлементов в неизмененных породах вмещающей толщи (1) и в развитых по ним эпидоломитах (2) (в г/т)

Тип субстрата	Количество проб	Sr		Ti		
		$\bar{x}$	$\lambda$	$\bar{x}$	$\lambda$	
Мелкозернистый доломит	1	30	42	6	42	8
	2	16	84	18	28	13
Однородный известняк	1	33	49	3	52	34
	2	28	60	10	52	9
Битумсодержащий и пятнистый известняк	1	61	103	26	68	26
	2	26	121	37	44	30

Примечание. Здесь и в табл. 2  $\bar{x}$  — среднее содержание;  $\lambda$  — доверительный интервал при 95%-ном уровне значимости.

типа тектонического шва, протягивающейся под углом около 30° к простиранию современных структур в север-северо-западном направлении. Значение шовной зоны в локализации оруденения выразилось в создании благоприятных структурных условий и литологической обстановки: при рудогенезе шовная структура представляла собой региональную структурную ловушку для рудоносных растворов, поднимавшихся по системе ее разломов и разгружавшихся в литологически благоприятных отложениях венда.

Строение разреза и взаимоотношения литофациальных типов толщи первичных отложений определяли ее потенциальную рудоемкость и способность к локализации крупных сульфидных залежей. Богатое оруденение концентрируется в сложнодифференцированных разрезах свиты, характеризующихся оптимальной сингенетической доломитностью (отношение мощностей первичных доломитов к известнякам варьирует от 0,3 до 3 при абсолютной мощности доломитов от 20 до 150 м) и наличием геохимических барьеров (сероводородного восстановления — горизонты битумсодержащих пород и карбонатного — контакт первичных доломитов и известняков). Условия осадконакопления и формирования сложнодифференцированных разрезов свиты с определенным литолого-фациальным составом диктовались мобильностью палеоструктуры в вендское время.

Локальное развитие оруденения контролируется проявлением вторичной (эпигенетической) доломитизации вмещающих пород. Все крупные скопления рудных масс приурочены к зонам развития эпигенетических доломитов, образовавшихся по первичным карбонатным породам венда. Эпигенетическое доломитообразование и рудообразование представляли собой единый процесс, что получило отражение в прямой корреляции интенсивностей оруденения и доломитизации [8]. Поскольку повсеместно зоны эпидоломитов занимают большие площади по сравнению с рудами, то интенсивность доломитизации можно использовать в качестве поискового критерия стратиформного оруденения. Одним из региональных факторов локализации Pb=Zn оруденения служит сингенетическая доломитность разреза,

Mn		Cr		V		Cu		B	
$\bar{x}$	$\lambda$								
134	30	2,0	0,5	1,6	0,9	4,7	1,2	6,0	1,4
550	130	13,0	4,1	3,0	2,3	6,0	1,8	—	—
136	36	—	—	1,5	0,5	5,6	2,2	6,8	1,0
620	190	7,0	3,8	2,0	1,0	8,6	1,2	5,0	3,4
166	95	—	—	2,2	0,8	6,1	2,2	8,2	1,9
520	120	6,0	2,1	2,0	1,2	3,6	1,2	3,0	1,1

косвенным образом позволяющая определить возможную интенсивность эпигенетических процессов. Этот вывод базируется на представлениях о местном источнике вещества для эпидоломитов (как и для ряда других объектов, В.Н. Холодов [9] и др.), т.е. чем больше сингенетических доломитов в разрезе рудовмещающей толщи, тем больше вероятность проявления максимально интенсивной вторичной доломитизации. Однако в соответствии с закономерностями изменения строения вмещающей толщи в зоне в наиболее перспективных для эпигенетической доломитизации разрезах отсутствуют геохимические барьеры, и, как следствие, крупные рудные залежи не фиксируются.

Количественная оценка интенсивности проявления эпигенетической доломитизации проводится по вариациям содержания микроэлементов во вмещающих породах и развитых по ним эпидоломитах. Выделяются три группы микроэлементов (табл. 1), характеризующихся различным поведением при эпигенезе.

1. Для Mn и Cr отмечается тенденция к накоплению в эпидоломитах, развитых по всем главным типам вмещающих пород. Следует отметить относительность накопления хрома: он практически отсутствует в первичных породах (ниже порога чувствительности анализа) и присутствует в незначительных количествах в эпидоломитах, что уже указывает на накопление хрома в последних.

2. Для Sr, V и Cu характерны незначительные вариации средних содержаний в эпидоломитах и соответствующих литотипах неизмененных пород.

3. Ti и B в эпигенетических доломитах содержатся в меньших количествах, чем в первичных породах; исключение составляют эпидоломиты по однородным известнякам, в которых содержание Ti остается на прежнем уровне.

Можно заключить, таким образом, что формирование эпидоломитов характеризуется перераспределением Mn, Cr, Ti и B. Первые два элемента накапливаются в эпидоломитах, а вторые два выносятся из них. Подобное поведение этих элементов в процессах преобразования карбонатных пород отмечается многими исследователями [1—3].

Таблица 2

Значения показателя Zn·Pb и отношения Mn/Ti для неизменных пород фоновых участков и одного из месторождений зоны

	Количество проб	(Zn·Pb) · 10 <sup>-5</sup>				Mn/Ti			
		известняк		доломит		известняк		доломит	
		$\bar{x}$	$\lambda$	$\bar{x}$	$\lambda$	$\bar{x}$	$\lambda$	$\bar{x}$	$\lambda$
Фоновые участки	25	0,8	0,01			1,0	0,5		
Место-рождение	30	1,46	0,5	0,06	0,01	2,5	0,2	0,6	0,2
Контрастность	30			0,27	0,01			3,2	0,1
		18,2		4,5		2,5		5,3	

При расчетах средних содержаний Сг и В во всех выборках фиксируется большое количество проб с содержаниями ниже порога чувствительности анализа, поэтому эти элементы при расчетах данных спектрального анализа не могут быть использованы в прогнозных показателях. С учетом проведенной разбраковки из элементов, на которые специализированы эпидоломиты, составлено отношение Mn/Ti, характеризующее интенсивность проявления эпигенетической доломитизации. Значения коэффициента возрастают в 2,5 раза при переходе от неизменных пород фоновых участков, где доломитизация не проявлена, к неизменным вмещающим породам одного из месторождений зоны (табл. 2). Как видно из табл. 1, для эпидоломитов значения Mn/Ti превышают фоновые в 10 раз и более. Таким образом, используя усредненные для конкретных разрезов значения и отношения Mn/Ti, можно определить интенсивность эпигенеза для данного разреза.

При изучении первичных геохимических ореолов рудных залежей наиболее исследованного месторождения зоны выявлена группа элементов-индикаторов стратиформного оруденения данного типа, включающая рудогенные элементы Zn, Pb, Ag, Ge, Cd и Hg. Из них ореолы Zn и Pb оконтуривают все известные на месторождении рудные залежи и зоны прожилковой и вкрапленной минерализации, характеризуются относительно высокой контрастностью (2—3 порядка) и превышают параметры рудных залежей в 2—5 раз по простиранию и в 2—3 раза по ширине. Анализ распределения Pb и Zn в отдельных литотипах вмещающих пород месторождения показал, что их содержание в эпидоломитах в 60 раз выше, чем содержание в неизменных породах. Обогащенность рудогенными элементами вмещающих пород из рудных пересечений отмечается и другими исследователями месторождения [7]. Наряду с резким увеличением содержаний свинца и цинка в эпидоломитах фиксируется повышение концентраций этих элементов в неизменных первичных породах в пределах месторождений по сравнению с фоновыми участками (в 2 раза и более). Произведение Zn·Pb отличается еще большей (в 4 раза и более, табл. 2) контрастностью распределения, и, отражая ореольные контуры месторождений и рудопроявлений,

Таблица 3

Особенности регионального и локального прогнозирования стратиморфного германий-свинцово-цинкового оруденения в Юдомо-Майской структурно-формационной зоне

Прогнозные критерии	Региональный прогноз	Локальный прогноз
Региональные тектонические условия (приуроченность к подвижным участкам платформ, краевым прогибам, миогеосинклиналям)	+	
Палеоструктурные условия (размещение разреза в пределах шовной зоны)	++	
Доломитность разреза	++	
Оптимальная сингенетическая доломитность разреза		++
Наличие горизонтов битумосодержащих пород	++	+
Многочленность разреза	+	
Показатель интенсивности эпигенеза, $\frac{Mn}{Ti}$		++
Показатель рудоносности; Zn·Pb		++

\* Примечание. Критерии — ++ — прямые; + — косвенные.

является прямым геохимическим индикатором оруденения (показатель рудоносности и толщи).

Выявленные и охарактеризованные выше закономерности локализации оруденения положены в основу прогнозно-поисковых построений. С помощью разработанных критериев (табл. 3) проводится последовательное прогнозирование германий-сульфидного оруденения.

В первую очередь на основании региональных литологических и структурных критериев выделяются благоприятные на оруденение площади. На следующем этапе проводятся более детальные работы с применением литолого-геохимических критериев локального прогноза на потенциально перспективных площадях с выделением в их пределах участков, где ожидается оруденение. Литологические критерии включают оптимальную сингенетическую доломитность разреза (главный критерий) и наличие определенных горизонтов битуминозных пород (косвенный). Геохимические критерии, разработанные на основании закономерного распределения элементов в эпидоломитах и неизменных породах и отнормированные на изученных участках зоны, представлены показателем рудоносности толщи Zn·Pb и показателем интенсивности эпигенеза Mn/Ti. Индикаторное отношение Mn/Ti и произведение Zn·Pb взаимно дополняют друг друга, поскольку Zn·Pb может фиксировать не только площади с развитием крупных рудных тел, но и зоны развития бедных прожилковых руд и минерализации. Применение индикаторного отношения позволяет отбраковать последнее, поскольку зоны прожилковых руд и минерализации обычно характеризуются незначительным проявлением эпигенетической доломитизации и, соответственно, низкими значениями индикаторного отношения. При совпадении аномальных полей геохимических критериев на площади развития разреза с оптимальной сингенетической доломитностью выделяются перспективные участки.

Анализ размещения опосредованных участков с оруденением и без

него и перспективных участков, выделенных с помощью литолого-геохимических локальных критериев в пределах детально изученных площадей зоны, показал весьма высокую достоверность выделения перспективных участков по разработанной методике. Кроме того, при ее апробации выявлен ряд перспективных участков, не выделявшихся ранее. Одни участки расположены на слабопоискованных флангах рудных полей известных месторождений, другие — на площадях с незафиксированным оруденением.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Буренков Э.К., Горшенин А.Д., Заревич И.П. и др. Геохимические критерии поисков месторождений бора. М.: Недра, 1979. 155 с.
2. Горбов А.Ф. Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.
3. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1979. 423 с.
4. Соловьев Е.Б. Литологические критерии прогнозирования площадей перспективных на редкометалльно-свинцово-цинковое оруденение. — В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов и золота Сибири и Дальнего Востока: Тез. докл. Чита, 1977, с. 97—98.
5. Соловьев Е.Б. О связи стратиформного германий-свинцово-цинкового оруденения и доломитизации на примере одной из структурно-формационных зон Якутии. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах: Тез. докл. М., 1979, с. 118—119.
6. Соловьев Е.Б. Роль палеоструктурных усевий в формировании стратиформного свинцово-цинкового оруденения. — В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций: Тез. докл. Новосибирск, 1981, т. 2, с. 74—75.
7. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии/Отв. ред. Кузнецов В.А., Яншин А.Л. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.
8. Феоктистов В.П. Эпигенетические (околорудные) изменения рудовмещающих пород на стратиформных месторождениях меди, свинца и цинка. — В кн.: Рудоконтролирующие факторы и условия образования месторождений редких и цветных металлов в осадочных породах: Тез. докл. М., 1979.
9. Холодов В.Н., Комарова Г.В., Лисицын А.К. К проблеме эпигенетического доломитобразования. — Литология и полез. ископаемые, 1980, N 4, с. 81—96.

УДК 550.84.092:553.435(-191)

*Ю. А. Болотин*

#### ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ СКРЫТЫХ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Поиски и оценка скрытых глубокозалегающих медноколчеданных месторождений без детального изучения их геохимических ореолов практически невозможны. Примером может служить проведение поисковых и разведочных работ на медноколчеданных месторождениях Подольское и Юбилейное на Южном Урале, приуроченных соответственно к закрытой (Подольское) и открытой (Юбилейное) структурам.

**Подольское месторождение.** Глубокозалегающее Подольское медноколчеданное месторождение залегает в одноименной погребенной вулканогенной брахиантиклинали, сложенной среднедевонскими (D<sub>2e</sub>) вулканогенными образованиями (нижний структурный ярус), несогласно перекрытыми мощной толщей слоистых туфогенно-осадочных пород

живетского возраста (верхний структурный ярус) [2, 3]. В основании туфогенно-осадочных пород залегают яшмы бугулыгырского горизонта.

Вулканогенные породы подразделяются на два комплекса (снизу вверх): вулканогенный и осадочно-вулканогенный. Рудовмещающий вулканогенный комплекс относится к непрерывно дифференцированной формации натриевой серии. В составе комплекса выделены четыре толщи (снизу вверх): 1) базальтовая, 2) андезито-базальтовая, 3) липарито-дацитовая и 4) базальт-андезито-базальтовая.

Базальтовая толща встречена скважинами на глубоких горизонтах месторождения. Она сложена базальтовыми афиритами и порфиритами с редкими прослоями кремнистых туффигов. Андезито-базальтовая толща представлена лавами и туфами плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава. Липарито-дацитовая (рудовмещающая) толща встречена почти всеми скважинами на рудном поле. Она сложена преимущественно вулканокластическими породами: туфами, лавобрекчиями липарито-дацитовых порфиров, дацитовых, андезито-дацитовых и кварцсодержащих андезитовых порфиритов. В подчиненном количестве в ней присутствуют лавы и маломощные прослои вулканомиктовых песчаников и кремнистых туффигов. Базальт-андезито-базальтовая толща сложена лавами базальтовых и андезитовых порфиритов с подчиненным количеством их туфов. На востоке и юге рудного поля они сменяются пироксен-плагиоклазовыми андезитовыми порфиритами.

Осадочно-вулканогенный комплекс, согласно залегающий стратиграфически выше, имеет широкое развитие на рудном поле. Вулканогенные породы комплекса представлены главным образом туфами смешанного состава с прослоями витрокластических игнимбритовидных туфов и редкими лавовыми потоками трахидацитовых порфиритов. Среди пород этого комплекса встречаются прослои тефрогенных песчаников, известняков и туфогенно-осадочных пород с карбонатным цементом, содержащие верхнеэйфельскую фауну [9]. Разрез завершается туфоконгломератами, которые интенсивно гематитизированы.

Подольское рудное поле представляет собой сочетание нескольких погребенных вулканических построек центрального типа. Наиболее хорошо изучен бурением Подольской вулкан. Он представляет деформированную, удлинённую в меридиональном направлении вулканокупольную структуру, имеющую размеры по простиранию 8—10 км и вкрест простирания 5—6 км. Углы падения пород в крыльях структуры (вкрест простирания) составляют 25—30°, иногда до 50°, а по простиранию структуры — 10—15°. Перекрывающие вулканогенную структуру туфогенно-осадочные отложения залегают субгоризонтально, наследуя рельеф древней поверхности. Южное и северное крылья структуры осложнены синвулканическими депрессиями, которые контролируются дорудной зоной дробления и расщелачивания. К этим депрессиям приурочены рудные залежи месторождения Подольское и всех сопровождающих его рудопроявлений.

Широким распространением на рудном поле пользуются субвулканические породы липарито-дацитового и дацитового состава, залегающие преимущественно среди эффузивов. Субвулканические

породы разделяются на две группы [4], отличающиеся составом, морфологией и возрастом. К субвулканическим породам первой — ранней группы относятся крупнопорфировые (порфировые выделения до 15 мм) дацитовые порфиры, залегающие в виде крупных куполообразных тел, в апикальных частях которых развиты эруптивные брекчии того же состава. Эти субвулканические породы подвергнуты интенсивному рудному метаморфизму и превращены в серицито-хлорито-кварцевые метасоматиты с сульфидной минерализацией. Они распространены в основном среди вулканитов 1—3 толщ. В более высоких частях геологического разреза они не встречаются.

Субвулканические образования второй — поздней группы представлены мелкопорфировыми (порфировые вкрапления 0,5—3 мм) липарито-дацитовыми порфирами, залегающими в виде силлов и даек среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Небольшие тела этих пород встречаются среди слоистых пород в низах улутауской свиты. Липарито-дацитовые порфиры обычно не подвержены интенсивным метасоматическим изменениям. Лишь вдоль узких тектонических зон в них проявились окварцевание, хлоритизация, серитизация и вкрапленность сульфидов. На контакте с рудными телами эти породы интенсивно карбонатизированы. Один из таких силлов послужил экраном при рудоотложении.

Основная залежь месторождения Подольское имеет четко выраженную первичную вертикальную зональность оруденения (сверху вниз): сфалерит-пиритовые, сфалерит-халькопирит-пиритовые, халькопирит-пиритовые и пиритовые руды [5]. Сфалерит-пиритовые руды встречаются спорадически. На флангах залежи из разреза обычно выпадают пиритовые и сфалерит-пиритовые руды, а в участках сокращения мощности рудного тела выпадают из разреза и халькопирит-пиритовые руды. Горизонтальная зональность залежи выражается в обогащении медью ее флангов, а южный фланг обогащен также и цинком. Центральная часть залежи сложена в основном сфалерит-халькопирит-пиритовыми рудами. Зональность остальных рудных тел месторождения аналогична выше приведенной.

Зональное распределение имеют в рудах месторождения попутные, редкие и рассеянные элементы. Кадмий и благородные металлы приурочены к верхней части рудных тел, находясь в тонкодисперсном состоянии в сфалерите, в меньшей степени в халькопирите и еще в меньшем количестве в пирите. Максимальные содержания мышьяка наблюдаются также в верхней части, особенно в медных рудах, что связано с приуроченностью к этим рудам теннантита. Максимальные содержания селена и теллура, связанных с пиритом, приурочены к нижней части рудных тел. Не проявляют четкой зональности другие рассеянные элементы, но все же максимальные значения содержаний таллия, галлия, германия, индия, свинца, бария, ртути тяготеют к верхней части Основной залежи, причем максимумы свинца, бария, ртути приурочены к ее кровле, а максимумы висмута, никеля и кобальта — к лежащему боку залежи — к серноколчеданным рудам.

Рудные тела месторождения Подольское располагаются в верхней части зоны метасоматитов, на контакте ее с частично гидротермально-

измененными породами. Они приурочены к зоне серицито-хлорито-кварцевых метасоматитов, а ниже, в лежащем боку, располагаются серицито-кварцевые, реже хлорито-кварцевые породы и вторичные кварциты с пиритной вкрапленностью. Надрудные вулканогенные породы подвергнуты частичному метасоматозу. Здесь локально проявляются серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, гематитизация пород и вкрапленность сульфидов, иногда встречаются линзы сплошных метасоматитов. В улутауских слоистых отложениях серицитизация, хлоритизация, эпидотизация, гематитизация пород, а также метасоматические вкрапленность, прожилки и обособления сульфидов наблюдаются спорадически, в пределах встречающихся здесь маломощные крутопадающие тектонических зон. Имеют зональное распределение и сопутствующие оруденению метасоматические минералы внутри рудных залежей (снизу вверх): а) подрудные зоны (серицит-хлорит-кварцевая, каолинит-серицит-кварцевая, ангидрит-гипсовая), б) зоны нерудных минералов в рудной залежи (каолинит-серицит-кварцевая, кальцит-кварцевая и цеолитовая, баритовая, иногда в лежащем боку залежи наблюдается вкрапленность магнетита), в) надрудная зона (клиноцоизит-цеолит-карбонатная) [9]. Рудные залежи месторождения окружены ореолом метасоматически-измененных пород с обломковидными обособлениями сульфидов, являющихся производными гидротермального процесса на фронте затухания рудоотложения. При фильтрации гидротермальные растворы широко проникают в окружающие породы, чему способствует также диффузия, поэтому зоны окolorудно-измененных пород значительно превышают область развития промышленных руд. Окolorудно-измененные породы по отношению к рудам являются ореольными, но и те и другие — продукты деятельности единой гидротермальной системы, и в идеальном случае зоны сульфидных руд по горизонтали и вертикали должны сменяться определенными зонами измененных пород. Такая связь достаточно хорошо устанавливается на месторождении Подольское (приуроченность рудных залежей к зоне пропилитизации, присутствие в их лежащем боку вкрапленности магнетита, а в кровле вкрапленности барита и гематита).

Рудные тела месторождения Подольское сопровождаются развитием во вмещающих и перекрывающих их породах геохимических ореолов типоморфного комплекса элементов-индикаторов колчеданного оруденения: медь, цинк, свинец, мышьяк, молибден, кобальт, барий, серебро создают положительные ореолы, а никель, хром, ванадий, титан — отрицательные ореолы. На участке месторождения выделяются следующие локально-генетические группы ореолов [5]: 1) ореолы нижнего структурного яруса, пространственно связанные с рудными телами (I); 2) ореолы, локализующиеся в кровле нижнего и подошве верхнего яруса (II); 3) ореолы верхнего яруса, контролирующиеся крутопадающими зонами тектонической трещиноватости, секущими наслонения (III). Последняя группа ореолов тесно связана с экзогенными геохимическими ореолами и аномалиями в рыхлых отложениях, что является одним из важных поисковых признаков в комплексе с геофизическими методами при поисках закрытых рудоносных структур. Характеристика ореолов приводится в табл. 1.

Таблица 1

## Усредненная характеристика геохимических ореолов

Месторождение	Тип и группа ореолов	Содержание элементов, %					
		Cu	Zn	Pb	Ba	Co	Mo
Подольское	Экзогенные	0,03	0,03	0,004	0,03	—	—
	Эндогенные						
	III	0,04	0,02	0,003	0,03	0,003	0,0004
	II	0,05	0,04	0,003	0,04	0,003	0,0004
	I						
	надрудные	0,04	0,04	0,003	0,07	0,0008	0,0004
	подрудные	0,03	0,008		0,04	0,004	0,0010
Юбилейное	Экзогенные	0,02	0,02	0,001	—	—	—
	Эндогенные						
	надрудные	0,20	0,20	0,040	0,08	—	0,0001
	подрудные	0,10	0,08	0,006	0,01	0,033	0,0003

Примечание. Прочерк — значения ниже чувствительности анализа.

На Подольском месторождении четко проявлена вертикальная зональность геохимического ореола, однотипная для всех колчеданных месторождений Южного Урала, и менее отчетливо — зональность ореолов в плане. Показательна единая зональность распределения элементов в рудных телах и ореолах, которая подчеркивает их генетическое единство. Для нижних горизонтов рудных тел и подрудной части ореола характерны кобальт, медь, молибден, висмут, а для верхних горизонтов рудных тел и надрудной части ореола — цинк, свинец, серебро, барий. Эта единая зональность отражает направление движения гидротермальных растворов в момент рудоотложения и изменение физико-химических условий, определяющих миграцию элементов и формирование определенных минеральных парагенетических ассоциаций. Эндогенные геохимические ореолы пространственно и генетически связаны с гидротермально-измененными породами, сопровождающими оруденение. Так, интенсивные ореолы кобальта и молибдена совпадают с зоной развития кварц-серицитовых, серицито-кварцевых метасоматитов и вторичных кварцитов. С карбонато-серицито-хлорито-кварцевыми породами совпадают высокие концентрации меди, цинка, свинца, бария. К внешним зонам частичного окolorудного изменения первичных пород приурочены ореолы меди, цинка, свинца, бария низкой интенсивности. Эндогенные геохимические ореолы и окolorудные измененные породы являются результатом единого гидротермального процесса. Но ореолы элементов-индикаторов колчеданного оруденения занимают более широкое пространство, чем окolorудные измененные породы. Они часто фиксируются в надрудных породах, которые даже по данным микроскопических исследований рассматриваются как неизмененные.

При изучении корреляционных зависимостей между содержаниями меди, цинка, свинца, кобальта, молибдена, мышьяка, серебра и бария

в ореоле по надрудным (туфогенно-осадочные и вулканогенные породы, бугулыгирские яшмы) и подрудному (метасоматиты) горизонтам определялись частные (при уровнях значимости  $p = 0,05$  и  $p = 0,01$ ) и множественные коэффициенты корреляции. Установлена тенденция к уменьшению числа частных коэффициентов корреляции элементов с линейной зависимостью с увеличением глубины. Преобладают прямые корреляционные связи, обратные — отмечаются для резко полярных элементов. Для множественных коэффициентов корреляции, наоборот, число их увеличивается с увеличением глубины. Множественные коэффициенты корреляции отсутствуют в выборке по бугулыгирскому горизонту (здесь вместо серебра вводились значения содержаний марганца). Заслуживают внимания резко аномальные ( $\geq 1\%$ ) содержания марганца в яшмах бугулыгирского горизонта над месторождением, при фоновых содержаниях марганца в туфогенно-осадочных и вулканогенных породах и отрицательных — в зоне метасоматитов. Отсутствие множественных коэффициентов корреляции позволяет предположить, что марганец не связан с остальными элементами общностью очага, но характер его распределения зависит от процесса рудоотложения.

**Юбилейное месторождение.** Юбилейное медноколчеданное месторождение приурочено к силуро-девонскому комплексу дифференцированных вулканогенных пород, слагающих восточное крыло Петропавловской антиклинали, осложненное крупной синвулканической депрессией. В южном борту этой депрессии в небольших углублениях находятся пять рудных залежей. Шестая глубокозалегающая залежь расположена в центральной наиболее глубокой части депрессии (рис. 1). Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами, падающими на северо-восток под углом  $50^\circ$ .

В основании разреза находятся рудовмещающие вулканиты баймак-бурибаевской свиты ( $S_2 - D_{1b} - Br$ ), подразделяющейся на три толщи (снизу вверх): диабазовую, вариолитовую (спилитовую) и дацитовую (рис. 1).

Диабазовая толща встречена на месторождении глубокими скважинами и выходит на поверхность западнее его. На полную мощность (более 700 м) толща не пробурена и взаимоотношения ее с нижележащими породами не изучены. Толща сложена диабазами, диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Вариолитовая толща согласно залегает на диабазовой и связана с ней постепенными переходами. Толща выделяется по преобладанию в разрезе спилитов и вариолитов. Для спилитов характерны шаровая или подушечная текстура и спилитовая, метельчатая микроструктуры. Вариолиты легко распознаются, даже при глубокой гидротермальной переработке, по вариолям, представляющим сферические образования радиально-лучистых агрегатов плагиоклаза размером 1,5—2 мм. Дацитовая толща сложена дацитовыми порфиритами, липарито-дацитовыми порфирами и их пирокластами. Наиболее распространены дацитовые порфириты, представленные, в основном, лавобрекчиями, а в верхней части толщи — туфами от агломератовых до алевропсаммитовых. Липарито-дацитовые порфиры в разрезе толщи имеют ограниченное распространение. Вариолитовая и дацитовая толщи баймак-бури-

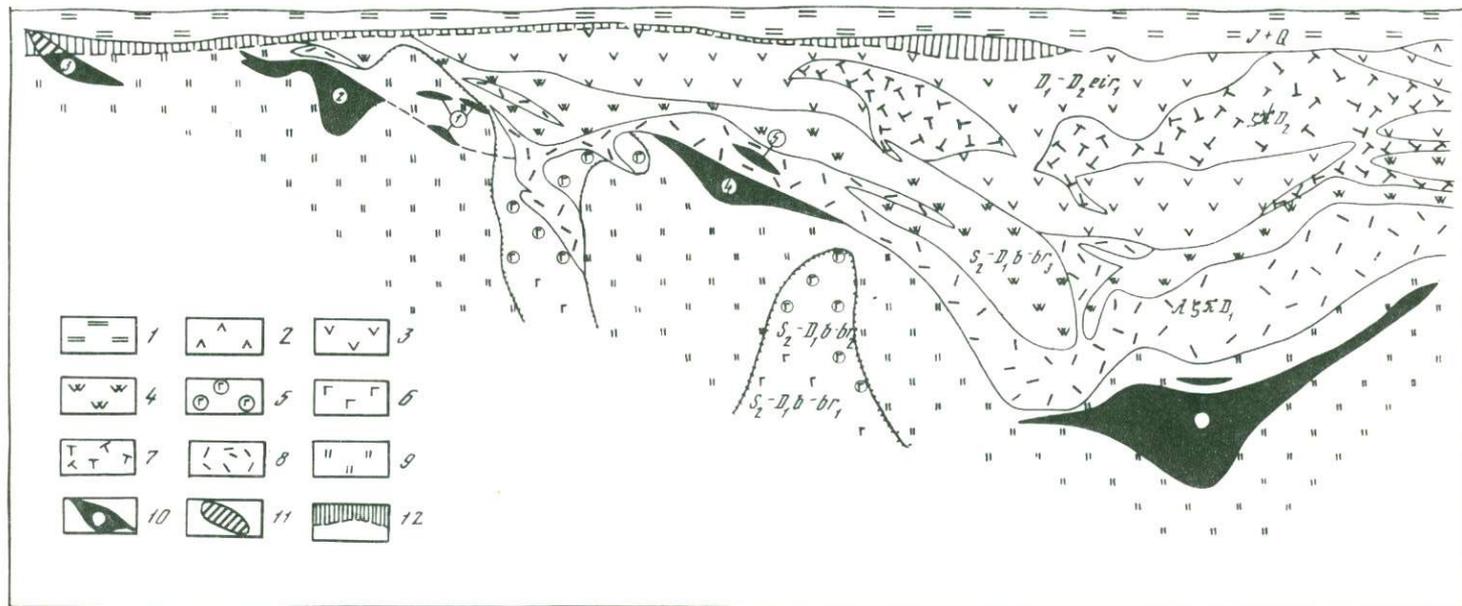


Рис. 1. Продольный геологический разрез месторождения Юбилейное

1 — юрские и четвертичные (I + Q) валунно-галечные, песчаные и глинистые отложения; 2, 3 — ирендйкская свита: 2 — вторая толща (D<sub>1-2</sub> ir<sub>2</sub>) — туфы андезито-базальтового состава, андезитовые, андезито-дацитовые порфиры и их пирокласты, 3 — первая толща (D<sub>1-2</sub> ir<sub>1</sub>) — лавы и туфы андезито-базальтового состава; 4—6 — баймак-бурибайская свита: 4 — третья

толща (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>b-br<sub>1</sub>) — туфы и лавы кислого (дацитового) состава, 5 — вторая толща (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>b-br<sub>2</sub>) — спилиты и вариолиты, 6 — первая толща (S<sub>2</sub>-D<sub>1</sub>b-br<sub>1</sub>) — диабазы, диабазовые порфиры; 7, 8 — субвулканические породы: 7 — среднедевонские дацитовые порфиры (ξπD<sub>2</sub>), 8 — нижнедевонские липарито-дацитовые порфиры (λξπD<sub>1</sub>); 9 — метасоматиты серицитхлориткварцевого состава; 10 — рудные залежи и их номера; 11 — бурые железняки; 12 — зона выветривания (окисления)

баевской свиты являются рудовмещающими. Все рудные залежи находятся в зоне контакта этих толщ.

Надрудные породы представлены ирендыкским ( $D_{1-2}ir$ ) порфирировым комплексом, расчлененным на две толщи (снизу вверх): андезито-базальтовую и андезито-дацитовую. Первая толща сложена в нижней части базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами с прослоями туфов и туфопесчаников, а в верхней — пирокластическими породами андезито-базальтового состава. Вторая толща сложена андезито-дацитовыми порфиритами и их витрокластическими мелко-обломочными туфами.

На месторождении широко развиты субвулканические породы, относящиеся к нижнедевонскому и среднедевонскому комплексам. Встречаются также мелкие тела габбро, габбро-диабазов, диоритов, условно относимых к нижнекарбонному комплексу. Нижнедевонский субвулканический комплекс представлен силлами дацитовых и липарито-дацитовых порфиров среди пород баймак-бурибаевской свиты, которые служили экраном при рудоотложении. Среднедевонский субвулканический комплекс представлен силлами дацитовых порфиров среди пород ирендыкской свиты (рис. 1).

Рудные тела имеют линзовидную форму и залегают согласно с вмещающими породами. Верхний контакт их с вмещающими породами резкий, а нижний — пилообразный с переходом во вкрапленные руды. Рудные апофизы и прожилки в лежачем боку имеют восточное падение под углом  $60-70^\circ$ . Рудные тела имеют первичную зональность (рис. 2). Пиритовые руды находятся в нижней части залежей. Халькопирит-пиритовые руды располагаются над пиритовыми, слагая основную часть рудных тел. Сфалерит-халькопирит-пиритовые руды занимают центральное положение внутри халькопирит-пиритовых руд и иногда на границе между ними и пиритовыми рудами. Они слагают также центральные части рудных тел в плане.

Околорудный метаморфизм на месторождении проявился довольно широко, выразился в развитии серицитизации, хлоритизации, окварцевания, карбонатизации, каолинизации, баритизации, гематитизации, эпидотизации и сульфидной минерализации вмещающих пород. Наиболее интенсивно гидротермальный метаморфизм развит в лежачем боку рудных залежей. Здесь сформировались мощные зоны серицито-хлорито-кварцевых пород (рис. 1), вскрытые скважинами; мощность зон составляет более 250 м и на глубину не окуптурена. В всячем боку рудных тел мощность зоны серицито-хлорито-кварцевых пород колеблется от нуля до 120 м и выше по разрезу она сменяется зоной частичного метасоматоза вулканогенных пород. На Шестой залежи (рис. 2) среди подрудных серицито-хлорито-кварцевых метасоматитов, ниже участка развития пиритовых руд установлена зона хлорито-серицито-каолинито-кварцевых пород. В контуре последней наблюдаются интенсивная вкрапленность и прожилки пирита, ориентированные согласно с элементами залегания зоны, имеющей восточное падение под углом  $60^\circ$ . Эта часть зоны, по-видимому, фиксирует рудоподводящий канал. На ее продолжении в всячем боку залежи развита баритизация, а еще выше по разрезу — зона интенсивного

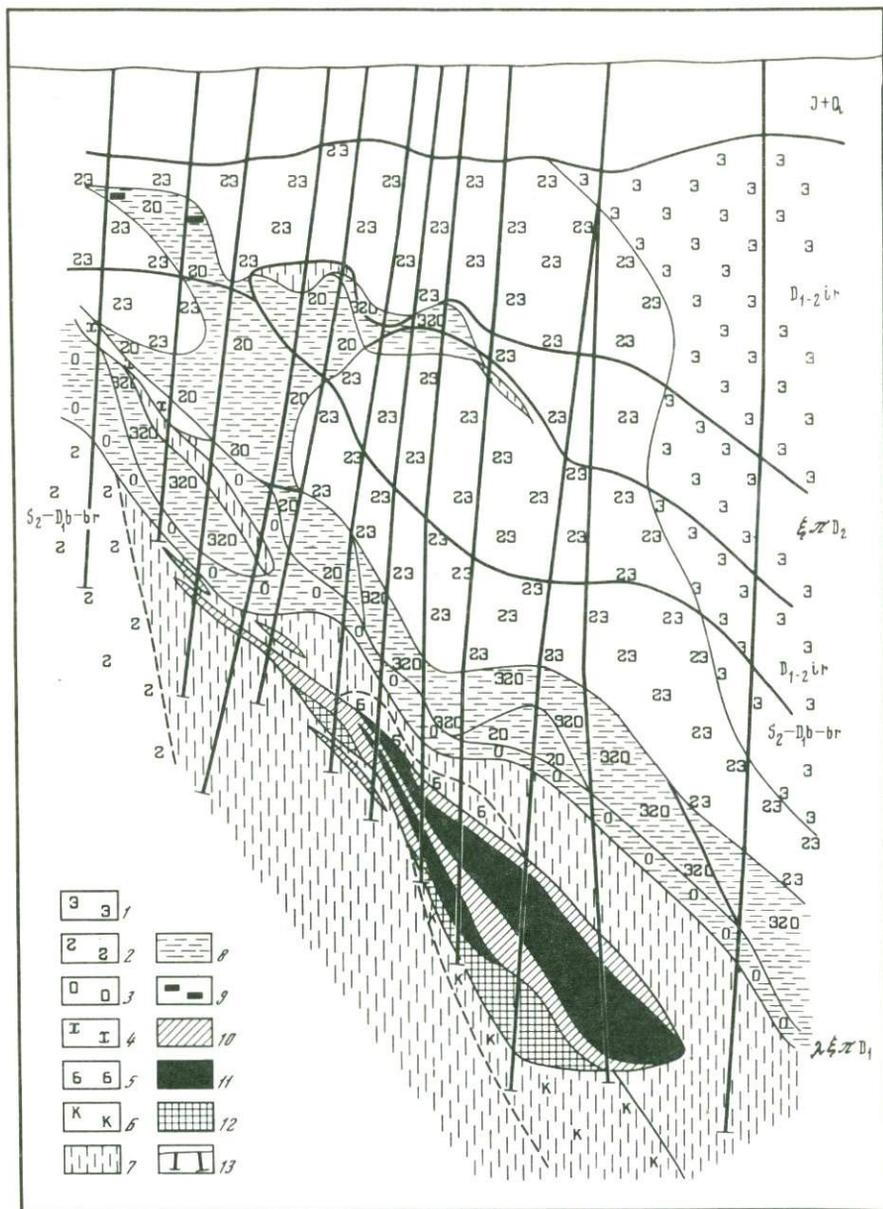


Рис. 2. Схема околорудного метаморфизма на Шестой залежи месторождения Юбилейное (разрез вкрест простирания рудной залежи)

1—9 — гидротермальные изменения вмещающих пород: 1 — эпидотизация, 2 — гематитизация, 3 — окварцевание, 4 — хлоритизация, 5 — баритизация, 6 — каолинизация, 7 — зона развития метасоматитов серицито-хлорито-кварцевого состава, 8 — зона развития окварцевания пород, 9 — примазки и вкрапленность самородной меди; 10—12 — руды: 10 — халькопирит-пиритовые, 11 — сфалерит-халькопирит-пиритовые, 12 — пиритовые; 13 — скважины

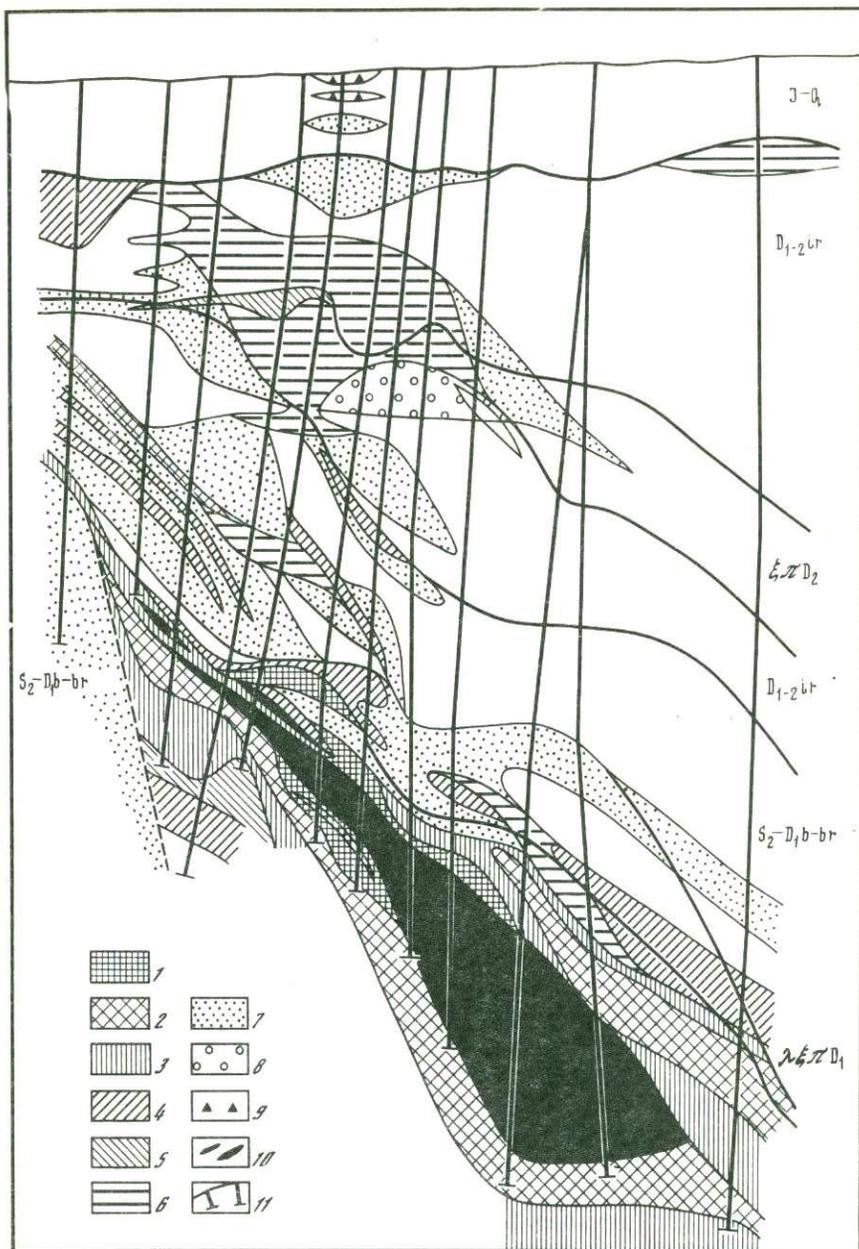


Рис. 3. Геолого-геохимический разрез вкрест простирания Шестой залежи месторождения Юбилейное

1-9 — геохимические ореолы: 1 — семизлементные, 2 — шестизлементные, 3 — пятиэлементные, 4 — четырехэлементные, 5 — трехэлементные, 6 — двухэлементные, 7-9 — одноэлементные: 7 — меди, 8 — молибдена, 9 — свинца; 10 — рудные тела; 11 — скважины  
 Качественная и количественная характеристики ореолов даны в табл. 2

Таблица 2

Содержание элементов (в %) в ореолах VI залежи Юбилейного месторождения

Элемент	Ореолы					
	семиэлементные		шестиэлементные		пятиэлементные	
	лежащий бок	висячий бок	лежащий бок	висячий бок	лежащий бок	висячий бок
Cu	0,03—0,3	0,02—1,0	0,01—0,5	0,01—1,0	0,01—0,1	0,01—0,3
Zn	0,01—1,0	0,01—1,0	0,01—0,1	0,01—1,0	0,01—0,02	0,01—1,0
Pb	0,001—0,05	0,001—0,07	0,001—0,005	0,003—0,3	(0,001—0,02)	(0,001—0,1)
Ag	0,0001—0,001	0,0001—0,003	0,0001—0,0003	0,0001—0,0010	(0,0001—0,0003)	0,0001—0,0005
Ba	0,03—0,1	0,030—1,0	—	0,03—0,05	—	(0,02—0,03)
Mo	0,0001—0,0005	0,0001—0,001	0,0001—0,0007	0,0001—0,0003	0,0001—0,0005	0,0001—0,0003
Co	0,03—0,04	0,0—0,02	0,03—0,08	—	0,04—0,05	—

Примечание. В скобках показаны элементы, образующие в ореолах аномалии локального распространения.

окварцевания пород с кварц-карбонатными прожилками, в которых наблюдаются также серицит и редкая вкрапленность пирита. Ориентировка этих прожилков аналогична рудным прожилкам в лежащем боку рудного тела.

Зона частичного метасоматоза вмещающих пород на Шестой залежь имеет зональное строение (рис. 2). Ее стержневую часть слагают интенсивно окварцованные породы с гематитом, иногда эпидотом во фронтальных частях. Вертикальная мощность этой зоны достигает 400—500 м. Внутри зоны встречаются небольшие участки серицито-хлорито-кварцевых пород с сульфидной вкрапленностью, иногда с прожилками и маломощными прослоями сплошных медноколчеданных руд. В верхней, фронтальной части зоны отмечаются примазки и вкрапленность самородной меди. К периферии эта зона сменяется зоной эпидотизации с гематитом (на расстоянии 400—800 м от рудного тела) и затем зоной эпидотизации (см. рис. 2).

Геохимическими исследованиями установлены ореолы рассеяния типоморфных химических элементов колчеданных руд вокруг рудных тел месторождения Юбилейное и, в частности, Шестой залежи (рис. 3). В состав типоморфного комплекса входят медь, цинк, свинец, серебро, барий, молибден, кобальт и др. Полный комплекс химических элементов наблюдается в непосредственной близости от рудного тела. Здесь также установлены максимальные содержания этих элементов в ореолах (табл. 2). В лежащем боку наблюдаются более высокие содержания кобальта и молибдена, а в надрудной части — меди, цинка, свинца, серебра, бария. Зональность геохимического ореола на месторождении Юбилейное типична для колчеданных месторождений и по особенностям распределения типоморфных химических элементов

Элемент	Ореолы							
	четырёхэлементные		трехэлементные		двухэлементные		одноэлементные	
	лежащий бок	висячий бок	лежащий бок	висячий бок	лежащий бок	висячий бок	лежащий бок	висячий бок
Cu	0,01—0,1	0,01—0,4	—	0,01—0,07	—	0,01—0,05	0,01—0,03	0,01—0,03
Zn	—	0,01—0,1	—	—	—	—	—	—
Pb	—	(0,01—0,02)	—	0,001—0,003	—	—	—	0,001
Ag	0,0001—0,0003	0,0001—0,0003	—	(0,0001)	—	(0,0001)	—	—
Ba	—	(0,02—0,03)	0,03	—	—	(0,03)	—	—
Mo	0,0001—0,0005	(0,0001)	0,0001—0,0005	(0,0001)	0,0001—0,0005	(0,0001)	—	0,0001
Co	0,03—0,04	—	0,05	—	0,03	—	—	—

относится ко второму типу по классификации Л.Н. Овчинникова и Э.Н. Баранова [6], так как концентрация их наибольшего количества приурочена непосредственно к рудным телам.

Сингенетичный колчеданным рудам геохимический ореол находится, как и на Подольском месторождении, в определенной связи с зональностью рудного тела, а по очертаниям очень схож с ореолом гидротермальных метасоматических изменений вмещающих пород (см. рис. 2 и 3). К серноколчеданным рудам примыкают ореолы с высокими содержаниями кобальта и молибдена; к медноколчеданным рудам — ореолы с повышенными содержаниями меди, цинка; а к медноцинковым рудам — ореолы меди, цинка, свинца, серебра, бария. Более слабый геохимический ореол приурочен к зоне частичных гидротермальных изменений вмещающих пород, развитой над месторождением. Здесь наблюдаются четырех-, трех-, двух-, и одноэлементные ореолы с более низкими содержаниями элементов, чем содержания элементов вблизи рудного тела (см. табл. 2). Для этих ореолов ведущим элементом является медь; отмечаются также локальные проявления цинка, свинца, серебра, бария, молибдена. Заслуживает внимания наличие наложенных (возможно остаточных) ореолов меди (10—30%) и свинца (1%) в рыхлых элювиальных юрских отложениях, перекрывающих рудовмещающий вулканогенный комплекс (см. рис. 3). Эти ореолы могут фиксироваться при поверхностной металлометрической съемке с применением мелкого поискового бурения, за счет чего может быть повышена геологическая эффективность поисковых работ.

Рассмотренный фактический материал позволяет сделать заключение о гидротермально-метасоматическом способе образования рудных тел месторождений Подольское и Юбилейное.

Первичная зональность рудных залежей месторождений является зональностью отложения минералов вследствие самопроизвольной эволюции флюидной гидротермальной системы при изменении кислотности—щелочности и окислительно-восстановительного потенциала [8]. При увеличении кислотности первично-щелочных растворов в направлении их движения происходит последовательное осаждение сульфидов, самородных элементов или окислов при разложении преимущественно тио- и гидросульфидных комплексов. Зональность месторождения Подольское согласуется с приводимой в работах Л.В. Овчинникова [6] и А.Л. Павлова [8] последовательностью отложения минералов при увеличении кислотности растворов в направлении их движения: Ni — Co — Bi — Zn — Cd — (Cu'') — (Cu') — Pb — Au — Ag — Hg — Ba.

Условия локализации рудных тел, ореолов, их морфология определялись сочетанием литолого-стратиграфических, тектонических факторов и говорят об эпигенетичности оруденения относительно вмещающих пород. Эндогенные геохимические и окolorудные метаморфические ореолы (несколько усложненные для Подольского месторождения), а также рудные залежи являются образованиями одновременными. Современные структуры месторождений, вмещающие рудные залежи и их ореолы, уже существовали в момент главной стадии рудо- и ореолообразования.

Геохимические ореолы и ореолы окolorудных изменений вмещающих пород заслуживают дальнейшего более детального изучения, так как это является одним из основных путей целенаправленного и высокоэффективного проведения поисковых и разведочных работ на глубокозалегающие скрытые рудные залежи.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Болотин Ю.А., Вахромеев И.С., Великий П.Е. Морфологические особенности и зональность рудных тел Подольского колчеданного месторождения. — В кн.: Вопросы минералогии и геохимии руд и горных пород Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1976, с. 137—140.
2. Болотин Ю.А. Геология Подольского месторождения. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1973, с. 15—17.
3. Болотин Ю.А. Геологическое строение Подольского медноколчеданного месторождения и условия локализации рудных тел в закрытой структуре: Автореф. ... дис. канд. геол.-минер. наук. Алма-Ата, 1978. 28 с.
4. Болотин Ю.А., Соляная Л.Н. Геохимические особенности Подольского месторождения. — Разведка и охрана недр, 1976, N 10, с. 18—20.
5. Болотин Ю.А., Какауллин В.В., Великий П.Е. Структура Подольского рудного поля и месторождения. — В кн.: Геология и генезис рудных месторождений Южного Урала. Уфа: Башк. фил. АН СССР, 1978, с. 21—27.
6. Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1970, N 2, с. 10—24.
7. Овчинников Л.Н., Григорян С.В. Закономерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений. — В кн.: Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Иркутск, 1970.
8. Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 302 с.
9. Прокин В.А., Болотин Ю.А., Шигарев В.Г., Исмагилов М.И. Подольское медноколчеданное месторождение на Южном Урале. — Геология руд. месторождений, 1979, N 5, с. 3—17.

## ГЕОХИМИЯ ХРОМА НА УРАЛЬСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ИЗУМРУДА

Геохимические исследования месторождений грейзеновой формации, как правило, ограничиваются комплексом элементов, привносимых пневматолит-гидротермальными растворами. Поведение элементов вмещающих горных пород, участвующих вместе с привносимыми элементами в процессе рудообразования, в большинстве случаев оказывается неизученным. Однако часто они не только играют существенную роль в рудообразовании, но и определяют качество полезного ископаемого. В этом отношении показательна геохимия хрома — типоморфного элемента вмещающих ультраосновных горных пород на месторождениях изумруда.

Роль хрома в процессе изумрудообразования впервые отметил А.Е. Ферсман [8], который писал, что изумруды образуются при совместном участии в минералообразовании бериллия и хрома. Это определяет один из основных поисковых признаков месторождений изумруда. Перспективными на изумрудное оруденение являются геологические блоки с пространственным совмещением различных по своей геохимической природе образований: хромосодержащих горных пород (ультраосновные массивы или осадочный комплекс) и гранитов с редкометальной специализацией.

По вопросу об источнике хрома, участвующего в изумрудообразовании, среди исследователей разногласий нет. Другую точку зрения высказывал лишь П.П. Пятницкий [7], который считал возможным окрашивание изумруда за счет хрома, содержащегося в пегматитах.

Автором статьи проведено определение содержаний хрома в горных породах одного из уральских районов.

Как видно из табл. 1, основными носителями хрома среди горных пород района являются метаморфизованные ультрабазиты. Содержание хрома в горных породах базальтоидного и осадочно-вулканогенного комплексов сравнительно низкое. Несколько выше оно для метаморфизованных разностей. Так, в амфиболизованных и флогопитизированных диоритах среднее содержание хрома повышается до 0,07 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . В значительных количествах хром содержат пироксенизированные амфиболиты, апокарбонатные амфиболовые сланцы и силикатные мраморы. Повышенные содержания хрома в этих горных породах обусловлены привносом его из метаморфизованных ультрабазитов.

Содержание хрома в ультраосновных горных породах месторождений изумруда в целом аналогично содержанию хрома в ультрабазитах Урала [4] и составляет от 0,20 до 0,64 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Вариационная кривая распределения проб по содержанию  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  симметричная, одновершинная. Модальное значение соответствует 0,38%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Симметричный вид кривой распределения и результаты аналитического расчета параметров свидетельствуют о близости распределения хрома в ультрабазитах нормальному закону. Параметры распре-

Таблица 1

Среднее содержание ( $\bar{C}$ ) и пределы колебаний ( $C_{\min} - C_{\max}$ )  $Cr_2O_3$  (в вес. %) в горных породах района

Горная порода	Количество проб	$C_{\min} - C_{\max}$	$\bar{C}$
Серпентиниты	63	0,20—0,64	0,38
Тальк-оливиновые породы	9	0,38—0,45	0,40
Тальковые сланцы	7	0,15—0,45	0,26
Тальк-карбонатные породы	11	0,15—0,29	0,24
Микродиориты	3	0,0—0,01	0,01
Диориты	3	0,01—0,07	0,03
Метаморфизованные диориты и диорит-порфириты	5	0,03—0,15	0,07
Бесполовошпатовые амфиболиты	5	0,02—0,03	0,06
Половошпатовые амфиболиты	7	0,01—0,09	0,05
Пироксенизированные амфиболиты	5	0,13—0,23	0,17
Апогаббровые амфиболиты	1	0,02	0,02
Угристо-кремнистые, кремнистые сланцы	5	0,0—0,01	0,01
Силикатные мраморы	6	0,05—0,51	0,18
Апокарбонатные амфиболовые сланцы	4	0,10—0,22	0,17

Таблица 2

Параметры распределения содержаний  $Cr_2O_3$  (в вес. %) в ультрабазитах изумрудоносной полосы в целом и на отдельном участке

Участок	Количество проб	$C_{\min} - C_{\max}$	$\bar{C}$	Дисперсия (D)	Коэффициент вариации (V)	Мода (Md)	Медиана (Me)
Изумрудоносная полоса	63	0,21—0,62	0,38	0,08	24,3	0,38	0,37
Отдельный участок	23	0,23—0,59	0,32	0,07	20,4	0,31	0,33

деления хрома в ультрабазитах района и отдельных участков приведены в табл. 2.

Из табл. 2, видно, что коэффициенты вариации содержаний трехокси хрома в ультрабазитах как в целом по изумрудоносной полосе, так и по отдельным участкам низкие, что свидетельствует о равномерном распределении. Средние содержания трехокси хрома по отдельным участкам идентичные. Относительно превышены по сравнению со средними значениями содержания хрома в ультраосновных массивах, расположенных непосредственно с гранитными массивами.

Как видно из табл. 3, содержание  $Cr_2O_3$  в серпентинитах находится в значимой связи с закисным железом, глиноземом, окисью магния, кальция и потерями при прокаливании, причем с содержанием закисного железа и магния связь положительная, а глинозема,

Таблица 3

Коэффициент корреляции ( $r$ ) содержаний  $\text{Cr}_2\text{O}_3$   
с содержаниями окислов породообразующих элементов в серпентинитах

Коэффициент	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$
Корреляции ( $r$ )	+0,04	-0,26	+0,10	+0,49	-0,61
Критерий Стьюдента	0,16	1,14	0,40	2,25	3,09

Примечание. 1. Подчеркнуты значения  $r$ , существенные при уровне значимости  $P = 0,05$ .  
2. Табличное значение критерия Стьюдента  $t = 2,10$ .

Таблица 3 (окончание)

Коэффициент	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{MnO}$	$\text{CO}_2$	П. п. п.
Корреляции ( $r$ )	-0,44	+0,65	-0,37	-0,47	-0,5
Критерий Стьюдента	2,00	3,43	1,60	2,15	2,4

углекислоты и п. п. п. — отрицательная. С кремнеземом, окисным железом, кальцием и марганцем связь незначимая.

Для неизмененных ультраосновных пород Урала [1, 4] характерна положительная связь хрома с кремнеземом, магнием и кальцием. Корреляционная связь хрома с ванадием и титаном носит отрицательный характер. По сравнению с этими данными в метасоматически измененных ультрабазитах изумрудоносного района сохраняются устойчивые положительные корреляционные связи хрома с закисным железом и магнием. Менее устойчивые связи с кремнеземом и кальцием являются несущественными. Для метаморфизованных ультрабазитов изумрудоносной полосы, в отличие от неизмененных ультрабазитов, характерны значимые отрицательные связи хрома с алюминием, углекислотой и потерями при прокаливании.

Содержание алюминия, углекислоты и потери при прокаливании характеризуют тип и интенсивность метаморфизма ультраосновных горных пород. Потери при прокаливании являются индикатором процесса серпентинизации, а алюминий и углекислота — индикатором воздействия пневматолит-гидротермальных растворов, связанных с гранитоидами [5, 6]. Отрицательная корреляционная связь с этими элементами свидетельствует о снижении содержаний хрома при метаморфизме ультрабазитов, обусловленном выносом.

Изумрудоносные слюдитовые жилы образуются в результате калий-фтористого метасоматоза ультраосновных горных пород. Полная метасоматическая колонка (от внешних зон к внутренним) включает серпентинит, тальковую или тальк-тремолитовую горную породу, зеленый слюдит, актинолит, серый слюдит, плагиоклазит. В этом направлении возрастает интенсивность метасоматического изменения. Внешние зоны по вещественному составу наиболее близки к ультраосновным горным породам, внутренние — ближе к основным горным породам. Изумруды встречаются в слюдитах — горной породе, сложенной на 95,0—99,0% флогопитом.

Таблица 4

Параметры распределения содержаний  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в слюдитах на участках с различной продуктивностью (изумрудностью) Р

Р (усл. ед.)	Количество проб	$C_{\min} - C_{\max}$ , (вес. %)	Среднее логарифмов содержаний $M(\lg C)$
1	82	0,01—0,47	2,9310
40	33	0,01—0,30	2,9691
80	115	0,01—0,34	2,9272
150	81	0,01—0,42	1,1622

Изумрудносные слюдитовые жилы на уральских рудопроявлениях изумруда сложены, преимущественно, двумя типами слюдитов: зелеными и серыми. В незначительном количестве отмечаются бурые слюдиты. К зеленым относятся все разности слюдитов различных оттенков зеленого цвета шестоватой и неориентированной текстуры. Как правило, это плотные мелкозернистые, реже средне- и крупнозернистые разности. Разнообразие зеленых слюдитов обусловлено автометасоматическими процессами, с которыми связаны перекристаллизация слюдита без существенного изменения вещественного состава. К серым относятся слюдиты с буроватым оттенком различной интенсивности и серебристо-серые слюдиты. Они характеризуются сланцеватой текстурой и повышенной пористостью.

В слюдитовых рудных телах положение выделяемых типов слюдита различное. Зеленые слюдиты образуют метасоматическую зону по периферии слюдитовой зоны, а серые слюдиты слагают центральную часть рудных тел. В состав зеленых слюдитов входят актинолитовые ядра, линзы, а в состав серых — плагиоклазитовые, кварцевые, флюоритовые и актинолитовые ядра и линзы.

В целом взаимоотношения между зелеными и серыми слюдитами сложные. Серые слюдиты метасоматически замещают зеленые. При этом изменяются структурно-текстурные характеристики, минеральный и химический состав. В процессе замещения текстура слюдитов изменяется с шестоватой и неориентированной на сланцеватую, а облик чешуек — с округлого на мечевидный. Отношение длины к ширине увеличивается от 1 до 3—5.

Содержание трехоксида хрома в слюдитах колеблется в широких пределах и составляет от 0,01 до 0,47 вес. %. Параметры распределения хрома по оценке асимметрии и эксцесса соответствуют нормальному распределению логарифмов содержаний.

В табл. 4 приведены параметры распределения хрома в слюдитах различных участков района. Из этой таблицы также видно, что слюдиты различных участков имеют разные дисперсию и коэффициенты вариации логарифмов содержаний трехоксида хрома. Дисперсия колеблется в пределах от 0,30 до 0,56, а коэффициент вариации — от 35,7 до 52,4%. Анализ связи этих параметров с продуктивностью различных участков показывает, что для слюдитов участка, чем выше значения

Дисперсия логарифмов содержаний $D(\lg C)$	Коэффициент вариации V	Асимметрия А	Эксцесс Е
0,56	52,4	—0,70	—1,0
0,46	45,0	—0,90	—0,18
0,40	37,4	—0,28	—0,64
0,30	35,7	—1,35	+2,5

дисперсии и коэффициента вариации логарифмов содержаний хрома, тем ниже изумрудность этого участка. Наиболее значительные участки имеют низкие значения дисперсии и коэффициента вариации. Такое различие в величине этих параметров обусловлено интенсивностью проявления метасоматических процессов. По содержанию хрома на участках проявлений изумрудов выделяются высокохромистые зеленые и низкохромистые (титанистые) бурые слюдиты [9]. Вариационные кривые содержаний трехоксида хрома в слюдитах каждого участка изумрудносной полосы — бимодальные. Модальные значения для бурых слюдитов колеблются от 0,05 до 0,08%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Для зеленых слюдитов модальные значения содержаний хрома на рассматриваемых участках колеблются от 0,17 до 0,20 вес. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . На участках со слабым проявлением калий-фтористого метасоматоза распространены главным образом эти две крайние разновидности слюдитов. С усилением метасоматических явлений образуются слюдиты третьего, промежуточного типа — серые. Их образование связано с миграцией элементов. Зеленые слюдиты обогащаются титаном, а бурые слюдиты — хромом. Таким образом, с усилением метасоматических процессов происходит выравнивание содержания хрома в слюдитах. Вследствие этого для рудопроявлений с наиболее проявленными метасоматическими процессами отмечаются наименьшие значения дисперсии и коэффициента вариации. Так как изумрудность месторождений является прямым следствием интенсивности проявления калий-фтористого метасоматоза, то становится понятной обратная зависимость между величинами дисперсии и коэффициента вариации логарифмов содержаний хрома в слюдитах и изумрудностью месторождений.

Содержание трехоксида хрома в слюдитах по выборке из 59 полных химических анализов находится в значимой связи с содержанием кремнезема, глинозема, окисей титана, магния и закисного железа. С кремнеземом и магнием связь положительная, а с остальными — отрицательная. Коэффициенты корреляции хрома с фтором, бериллием и литием незначимы. Однако для этих элементов характерен значимый множественный коэффициент корреляции.

Интенсивность окрашивания кристаллов изумруда в слюдитовых жилах уральских рудопроявлений определяется не только и не столько содержанием хрома, сколько формой нахождения его в слюдитах.

Таблица 5  
Содержание хрома в минералах слюдитов

Минерал	Количество анализов	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	Минерал	Количество анализов	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %
Хромпикотит	1	35,0	Изумрудоносный актинолит	2	0,15—0,31
Алюмохромит	8	33,0—50,0	Тремолит	1	0,18
Хроммагнетит	3	0,4—2,0	Тальк	6	0,14—0,29
Рутил	1	0,05	Флогопит зеленый	9	0,14—0,23
Ильменит	1	0,01	серый	15	0,18—0,31
Александрит	1	0,6	бурый	5	0,05—0,12
Хризоберилл	3	0,05—0,1	Фуксит	3	0,6—0,8
Ставролит	1	0,10	Мусковит	1	0,02
Топаз	1	Следы	Маргарит	4	0,05—0,40
Эпидот	1	1,05	Хлорит	4	0,01—0,18
Турмалин	4	0,01—0,25	Апатит	1	0,01
Актинолит	7	0,24—0,40	Флюорит	1	Следы

В слюдитовых жилах хром является минералообразующим компонентом в акцессорных хромшпинелидах и изоморфной примесью в породообразующих силикатах. В соответствии с этим выделяется окисный и силикатный хром. Большая часть окисного хрома (~ 95%) содержится в хромпикотите и алюмохромите. Около 5% его изоморфно входит в хроммагнетит. Главными концентраторами силикатного хрома являются флогопит, актинолит, фуксит, эпидот. Незначительная примесь хрома содержится в маргарите, турмалине и других минералах.

Таблица 6  
Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в аподунитовых слюдитовых жилах

Породы	Среднее содержание Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , вес. %	Силикаты				
		Минералы	Содержание, %		Количество Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	
			минерала в породе	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в минерале	вес. %	% от общего количества в породе
Серпенти- ниты	0,38	Серпентин	97,8	0,15	0,14	37
Тальковый сланец	0,28	Тальк	99,6	0,14	0,14	50
Зеленый слюдит	0,22	Флогопит	99,5	0,15	0,15	68
Серый слюдит	0,20	Флогопит	98,7	0,21	0,20	100

Среди бериллиевых минералов наибольшие содержания характерны для александрита (табл. 5).

В изумрудоносных слюдитовых жилах интенсивность переработки исходных горных пород возрастает от серпентинитов к серым слюдитам. В соответствии с этим изменяется количественное соотношение между окисным и силикатным хромом. В табл. 6 приведен баланс хрома в метасоматических зонах аподунитовых слюдитовых комплексов. Из табл. 6 видно, что от серпентинитов к серым слюдитам, залегающим в центральной части слюдитовых комплексов, уменьшается доля окисного и соответственно увеличивается доля силикатного хрома. Уменьшение содержания окисного хрома связано с растворением хромшпинелидов. Содержание их уменьшается с увеличением интенсивности метасоматоза. В зоне серых слюдитов хромшпинелиды сохраняются лишь в виде отдельных реликтов и практически весь хром изоморфно содержится в породообразующем флогопите.

В соответствии с этим содержание хрома в слюдитах можно охарактеризовать тремя параметрами: суммарное содержание и содержания силикатного и окисного хрома. В настоящее время на практике чаще определяется общее суммарное содержание. Но содержание хрома в слюдите значительно зависит от количества акцессорных хромшпинелидов. Неравномерное распределение зерен этих минералов в пробах приводит к ошибочным результатам. Определение окисного хрома в слюдитах неприемлемо из-за низкого содержания акцессорных хромшпинелидов. Поэтому для характеристики слюдитов целесообразно использовать силикатный хром. Результаты анализов на силикатный хром наиболее стабильные.

Содержание хрома в породообразующем флогопите характеризует тип слюдита (см. табл. 5), степень растворения акцессорных хромшпинелидов (см. табл. 6) и качественно определяет интенсивность окраски сосуществующего с ним изумруда.

Минералы	Окислы				K = $\frac{Cr_2O_3_{\text{сил}}}{Cr_2O_3_{\text{общ}}}$
	Содержание, %		Количество Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
	минерала в породе	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в минерале	вес. %	% от общего количества в породе	
Хромит	0,6	35	0,21	56	0,4
Хроммагнетит	1,6	2	0,03	7	
Хромит	0,4	35	0,44	50	0,5
"	0,2	3	0,07	32	0,7
—	—	—	—	—	1,1

В слюдитовых рудных телах кристаллы изумруда тесно связаны с вмещающей средой. Одна из сторон этой связи — зависимость интенсивности окраски кристаллов от содержания силикатного хрома в слюдитах. Так, в зеленых слюдитах, характеризующихся высоким содержанием общего хрома, но низким содержанием силикатного хрома, окраска изумруда, как правило, слабо зеленоватая.

В поисковых целях геохимию хрома можно использовать на различных стадиях геологоразведочных работ: при поисках и оценке перспективных участков, в процессе детальных и эксплуатационных геологоразведочных работ.

При региональных поисках в горных породах достаточно определять содержание общего хрома. На этом этапе поисковым признаком является пространственное совмещение редкометальных гранитных образований (пегматитов, кварц-плагиоклазовых и плагиоклазовых жил, метасоматитов фации грейзенов и др.) с хромсодержащими горными породами осадочного или магматического происхождения.

На поисково-оценочной стадии с помощью хрома решаются вопросы разбраковки слюдитовых жил на потенциально изумрудносные хромсодержащие и заведомо непродуктивные титаносодержащие [9].

При детальной и при эксплуатационной разведке важно определить положение в слюдитовых жилах как обогащенных изумрудами участков в целом, так и отдельных изумрудноносных гнезд. При детальной разведке это позволяет с большей точностью давать оценку жилам, а при эксплуатации — снижает потери кристаллосырья от взрывных работ. Одной из возможностей определения локализации гнезд является изучение распределения силикатного хрома. Участки слюдитов, обогащенные силикатным хромом, при равенстве других факторов являются наиболее перспективными на изумруды интенсивно зеленой окраски.

#### ЛИТЕРАТУРА

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966, с. 224.

2. Жернаков В. И. Хром в минералах слюдитовых комплексов. — В кн.: Реферативный сборник научно-исследовательских работ Свердловского горного института. Свердловск, 1973, с. 183—184.

3. Жернаков В. И. Поведение хрома при калий-фтористом метасоматозе ультраосновных горных пород и связанные с ним критерии изумрудноносности. — В кн.: Тез. докл. совещ. "Региональный метаморфизм, метасоматизм и металлогения". Свердловск, 1975, с. 46.

4. Малахов И. А. О содержании и форме нахождения хрома в ультрабазитах Урала. — В кн.: Материалы к 1-й Урал. конф. молодых геологов и геофизиков. Свердловск, 1967, с. 28—29.

5. Малахов И. А., Таврин И. Ф. К вопросу происхождения талько-карбонатных пород Урала. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 294—298.

6. Москалева С. В. Роль процессов метасоматоза в образовании полезных ископаемых гипербазитов, формаций складчатых областей. — В кн.: Проблемы метасоматизма. М.: Недра, 1970, с. 284—293.

7. Пятницкий П. П. К вопросу об образовании изумрудов. — Тр. Глав. геол. упр., вып. 75, с. 22.

8. Ферсман А. Е. Геохимия. М.: Госхимтехиздат, 1936, т. 1—2 А, с. 352.

9. Шерстюк А. И. Слюдитовые комплексы и их классификация. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, ч. XCIV, вып. 1, с. 62—70.

*Б.А. Судов***ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПОИСКИ ПОГРЕБЕННЫХ РУД  
ПО ИХ ВТОРИЧНЫМ ОРЕОЛАМ В РАЗЛИЧНЫХ ФОРМАХ  
НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-ИНДИКАТОРОВ**

Геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния являются наиболее эффективным методом обнаружения различных рудных месторождений. Обобщение результатов геохимических поисков за 20 лет показало, что их применение в СССР способствовало открытию около 100 рудных месторождений, более 120 рудных тел и значительного числа рудопроявлений, перспективных для дальнейшего изучения. Наибольшее число месторождений, рудных тел и перспективных объектов обнаружено с помощью литохимического метода поисков по вторичным ореолам рассеяния [4]. Сходные оценки эффективности геохимических поисков по вторичным ореолам приводятся и в других работах [13].

Тем не менее в перспективных для обнаружения рудных месторождений районах, перекрытых чехлом рыхлых четвертичных отложений значительной мощности (более 5 до 100—150 м), использование литохимического метода поисков по вторичным ореолам рассеяния со спектральным анализом проб оказывается неэффективным.

Эффективность геохимических поисков погребенных руд по их вторичным ореолам может быть повышена за счет использования различных форм нахождения элементов-индикаторов, характерных в зоне развития вторичных ореолов рудных месторождений.

Работами И.И. Гинзбурга [3], А.И. Перельмана [7], А.П. Соловова [9] обоснована и доказана возможность использования форм нахождения элементов-индикаторов для повышения, эффективности поисковых работ. Обобщение исследований, выполненных в этом направлении, показывают эффективность такого подхода к изучению вторичных ореолов рассеяния [8].

Перспективными направлениями изучения следует признать сорбированные и металлоорганические формы нахождения элементов-индикаторов руд. Их образование в зоне вторичных ореолов происходит в результате проникновения вверх до погребенных рудных тел вод, циркулирующих на участке оруденения и обогащенных рудными элементами. На горизонте опробования (0,1—0,3 м) при этом всегда отмечаются также повышенные содержания металлов в водных растворах. Наличие глинистых минералов и органического вещества в почвах способствует закреплению принесенных водными растворами элементов в сорбированной и металлоорганической формах нахождения.

Сорбированные формы нахождения элементов-индикаторов обнаруживаются в результате применения метода слабых солянокислых вытяжек [6] или метода искусственных сорбентов [5].

Металлоорганические формы нахождения элементов-индикаторов выявляются путем выделения фульво- и гуминовых кислот из гумусовых горизонтов почв пирофосфатной вытяжкой и определения в них элементов в зависимости от концентрации органического углерода [1].

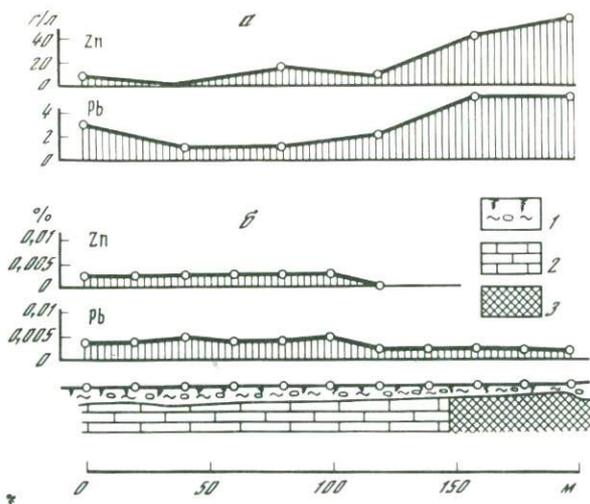


Рис. 1. Распределение свинца и цинка в сорбированных формах нахождения и валовых пробах по профилю рудопоявления Вийвиконна (Эстония)

1 — рыхлые отложения; 2 — доломитизированные известняки; 3 — рудная зона  
 а, б — данные анализов: а — вытяжек, б — спектрального

Такие опытно-методические и поисковые работы были проведены в равнинных (Эстония) и горно-складчатых (Грузия) районах страны, различающихся металлогенией и ландшафтно-геохимическими условиями.

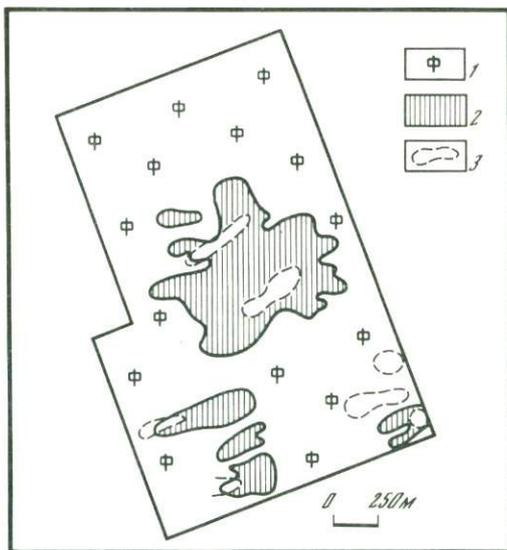
Полиметаллические рудопоявления Эстонии (Вийвиконна, Острику и др.) располагаются на равнинной территории в пределах платформы. Они залегают в доломитизированных известняках ордовика и силура на современном или палеоконтакте этих пород с девонскими мергелями и приурочены к крутопадающим зонам тектонических нарушений. Географические условия характеризуются распространением моренно-ледниковых и озерно-ледниковых геохимических ландшафтов.

Изучение вторичных ореолов в сорбированных формах нахождения элементов-индикаторов было произведено по профилю на участке Вийвиконна, где глубина залегания полиметаллических руд, погребенных под моренно-ледниковыми отложениями составляет 5—15 м (рис. 1). Пробы отбирались с глубины 0,3 м. Установлены вторичные ореолы свинца и цинка в сорбированной форме нахождения (5 мг/л и 40—50 мг/л, при фоне 2 мг/л и 10 мг/л, соответственно). Содержание этих же элементов в валовых пробах, находились в пределах фона (0,003 и 0,003%, соответственно). Таким образом, погребенное рудное тело выявлялось вторичными ореолами свинца и цинка в сорбированной форме нахождения. Ширина ореола по профилю составляет 50 м, что примерно соответствует мощности рудной зоны.

На другом участке (Острику) были изучены по сети 25×100 м металлоорганические формы нахождения элементов-индикаторов свин-

Рис. 2. Вторичные ореолы цинка в металлоорганической форме нахождения и по данным спектрального анализа валовых проб на участке Острику (Эстония)

1, 2 — содержания Zn/C: 1 — фоновые, 2 — аномальные; 3 — контуры аномалий цинка по данным спектрального анализа



ца и цинка. Здесь широко распространены озерно-ледниковые отложения мощностью 10—20 м и более, перекрытые торфами и торфянистыми почвами. Отбор проб производился с глубины 0,1 м. Были установлены вторичные ореолы в металлоорганических формах нахождения свинца и цинка, размерами 700×800 м и 600×700 м, соответственно. Содержание свинца (Pb/C) в пределах ореола колеблется в гумусе почв от 0,15 до 0,59% (фон 0,03%), в торфе и торфянистой почве от 0,19 до 3,7% (фон 0,06%). Содержания цинка (Zn/C) в гумусе почв от 0,8 до 1,9% (фон 0,15%), в торфе и торфянистых почвах от 0,7 до 2,38% (фон 0,21%). Ореолы меди (Cu/C) на участке обнаружены не были, оставаясь в пределах установленного фона (0,04%). На этом же участке вторичные ореолы рассеяния по данным спектральных определений обнаруживались на отдельных разрозненных участках, по расположению которых нельзя составить мнение о наиболее перспективной площади.

На рис. 2 приведены вторичные ореолы в металлоорганических формах нахождения цинка (Zn/C) и вторичные ореолы цинка по данным спектральных определений валовых проб. Их сравнение показывает, что вторичные ореолы в металлоорганических формах нахождения образуют обширную аномалию, фиксируемую достаточно надежно. Объективность наличия геохимической аномалии подтверждена результатами режимных гидрохимических наблюдений, показавших примерно то же положение источника гидрохимической аномалии родника Кильтре [12]. На одном из профилей, через указанную геохимическую аномалию, были проведены исследования методом ЧИМ, которые также выявили электрохимические аномалии свинца и цинка. На северо-западной окраине аномального участка удалось пробурить скважину, которая вскрыла полиметаллическое оруденение. Дальнейшие поисковые работы были приостановлены из-за труднопроходимых болот, широко развитых в аномальном участке.

Работы, проведенные на других рудопроявлениях Эстонии, показали эффективность геохимических поисков по вторичным ореолам при определении металлоорганических форм нахождения элементов-индикаторов [2].

На южном склоне Большого Кавказа различные формы нахождения элементов-индикаторов изучались на колчеданно-полиметаллических месторождениях (Филизчай, Азербайджан; Аданге, Горная Абхазия; Гона, Горная Рача), у которых наблюдаются сходные геологические условия. В песчано-сланцевых отложениях нижней юры здесь залегают крутопадающие колчеданно-полиметаллические руды филизчайского типа, выходящие на современный эрозионный срез и почти повсеместно перекрытые делювиальными, аллювиальными, водно-ледниковыми и другими дальнеприносными отложениями, имеющими как правило мощность 5—25 м, а иногда на участках оползней — и до 50—100 м.

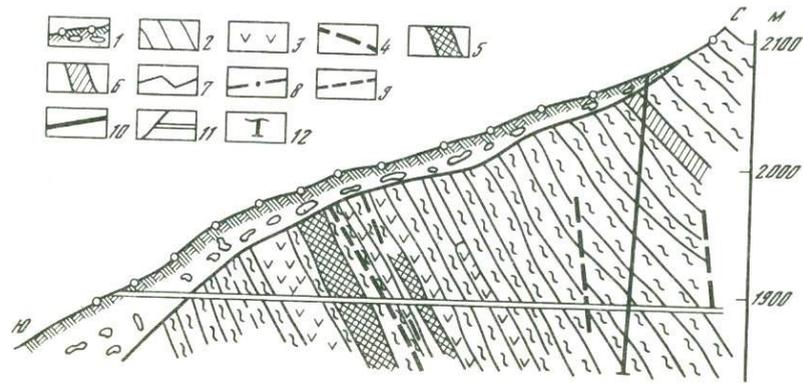
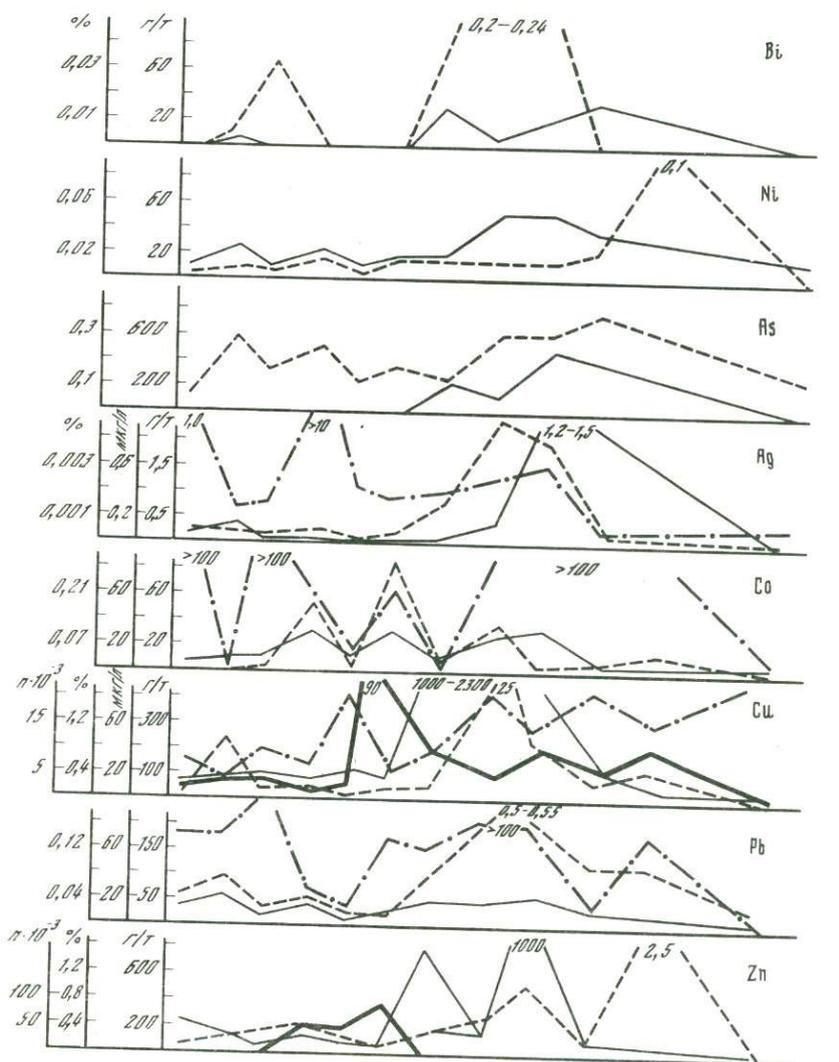
На месторождении Филизчай были изучены сорбированные и металлоорганические формы нахождения элементов-индикаторов по профилю штольни N 50, вскрывающий рудное тело. Рудная зона имеет здесь субвертикальные углы залегания, выходит на современный эрозионный срез и повсеместно перекрыта делювиальными глинами и суглинками мощностью 5—15 м. Крутизна склона составляла 35—40°. Отбор проб для изучения сорбированных форм нахождения производился с глубины 0,3 м. Здесь же отбиралась литохимическая проба для спектрального анализа. Отбор проб для изучения металлоорганических форм нахождения производился с глубины 0,1 м. В результате проведенных исследований были установлены вторичные ореолы в сорбированной форме нахождения без смещения по склону. Содержания элементов в ореоле составляло (в мкг/л): цинк > 100, фон 20; свинец — 48—100, фон 20; медь до 60, фон 20; кобальт 10—15, фон 1; серебро — 1—3,4, фон 0,5. Были обнаружены и вторичные ореолы в металлоорганической форме нахождения Co/C — 0,02—0,03%, фон < 0,01% и серебра до 0,0021%, фон 0,0005% со смещением по склону на 20—40 м. Со смещением по склону на 20—40 м обнаруживается и вторичный ореол свинца по данным спектральных определений с содержаниями 0,13—0,4%, фон — 0,01%.

На месторождении Аданге были исследованы сорбированные и металлоорганические формы нахождения элементов-индикаторов по профилю штольни N 46. Здесь распространены горно-лесные ландшафты с крутыми склонами (45—50°). Отбор проб для изучения металлоорганических форм нахождения производится с глубины 0,1 м, для изучения сорбированных форм нахождения — с глубины 0,4—0,6 м, с этой же глубины отбиралась проба суглинков для спектрального анализа, а также закладывались искусственные сорбенты [10].

Зона массивных колчеданно-полиметаллических руд, имеющая субвертикальные углы залегания и залегающая здесь на глубине

Рис. 3. Распределение элементов в различных формах нахождения и валовых пробах по профилю штольни 46 Адангейского рудного поля (Горная Абхазия)

1 — делювиальные отложения с пунктами отбора проб; 2 — глинистые сланцы; 3 — спилиты; 4 — разрывные нарушения; 5 — массивное рудное тело; 6 — зона прожилково-вкрапленного оруднения; 7—10 — графики содержаний элементов по различным данным; 7 — спектрального анализа валовых проб, 8 — изучения металлоорганических форм нахождения, 9 — изучения сорбированных форм слабкокислой вытяжкой, 10 — сорбированных форм на полимерных сорбентах; 11 — штольня; 12 — скважины



20—25 м под чехлом делювиальных отложений, отчетливо фиксируется вторичными ореолами в сорбированной и металлоорганических формах нахождения элементов-индикаторов руд (рис. 3).

Из рис. 3 (см. рис. 3, левая часть) видно, что вторичные ореолы устанавливаются в сорбированной форме нахождения с содержаниями (мкг/л): цинка > 100, фон 55, свинца 30—100, фон 18; меди 40—100, фон 17; кобальта > 100, фон 33; серебра 0,6—1, фон 0,24; фиксируются также аномальные содержания мышьяка и висмута. По отношению к рудным телам ореолы не смещены по склону. Также без смещения по склону зафиксированы искусственными сорбентами вторичные ореолы меди до 0,09%, фон 0,005%, цинка до 0,12%, фон 0,03%.

Над этим же рудным телом установлен вторичный ореол в металлоорганической форме нахождения с содержаниями Zn/C 1,0—3,2% (фон 0,42%), Pb/C — 0,12 — 0,55% (фон 0,06%), Cu/C — 0,36—2,5% (фон 0,14%), а также ореолы Ag/C, As/C и Bi/C. Смещение ореолов по склону составило 20 м.

В этих же условиях вторичный ореол обычной литохимической съемкой не выявляется.

Если рудное тело перекрыто делювиальными отложениями меньшей мощности (< 5 м), как это видно из рис. 3 (см. рис. 3, правая часть), то фиксируются валовый ореол и ореолы во всех исследованных формах нахождения.

Содержания элементов во вторичном ореоле по данным спектрального анализа следующие (г/т): цинк 500—1000 (фон 100); медь — 1000—2300 (фон 100), серебро 1,2—1,5 (фон 0,25), мышьяк 200—400 (фон < 100), никель 10—50 (фон 20). Смещение ореолов по склону составляют 20—40 м. Размеры ореола по профилю — 80 м.

Содержание элементов в сорбированной форме нахождения составляет (в мкг/л) — свинец от 70 до > 100, медь 70—80, кобальт более 100. Цинк по этому профилю не определялся. Ореол начинается непосредственно над рудным телом и имеет мощность по профилю 80 м. Ореол в металлоорганических формах нахождения в этом случае обнаруживается без смещения по склону, для Zn/C, Pb/C, As/C, для Cu/C, Ag/C и Bi/C со смещением по склону до 60 м.

Содержание элементов в ореоле составляет для Zn/C 1,2—2,5%, Pb/C 0,12—0,55%, Cu/C — до 2,5%, Co/C — до 0,15%, Ag/C до 1,0%, As/C 0,2—0,35%, Ni/C до 0,1%, Bi/C 0,2—0,24%.

Работами на флангах рудного поля Аданге выявлен ряд геохимических аномалий в сорбированной и металлоорганических формах нахождения, перспективных для обнаружения погребенных колчеданно-полиметаллических руд. Некоторые из аномалий уже подтверждены обнаружением оруденения, ряд аномалий подтверждается наличием на этих же участках гидрохимических аномалий элементов-индикаторов руд [11].

Таким образом, проведенные в различных геологических и ландшафтно-геохимических условиях Эстонии и Грузии геохимические работы подтверждают эффективность использования сорбированных и металлоорганических форм нахождения для поисков погребенных рудных месторождений.

На территории Эстонии в условиях распространения моренно-ледниковых отложений существенно глинистого состава мощностью не более 10—20 м целесообразно использование сорбированных форм нахождения элементов—индикаторов руд. При большей мощности рыхлых отложений, а также по площадям распространения озерно-ледниковых отложений существенно песчанного состава, следует рекомендовать проведение поисковых работ по вторичным ореолам в металлоорганических формах нахождения. В высокогорных условиях Большого Кавказа наиболее эффективными при поисках погребенных руд на глубинах до 20—25 м являются вторичные ореолы в сорбированных формах нахождения. При мощности рыхлых отложений до 50—100 м целесообразно использовать металлоорганические формы нахождения элементов—индикаторов с учетом возможного смещения их вторичного ореола по склону.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антропова Л.В. Формы нахождения элементов в ореолах рассеяния. Л.: Недра, 1975, 144 с.
2. Байгозина Л.Н., Судов Б.А. Металлоорганические формы нахождения свинца, цинка и меди во вторичных ореолах как индикаторы погребенных рудных тел. — В кн.: Геохимические показатели при изучении геологических процессов и поисках полезных ископаемых. Минск: Наука и техника, 1980, с. 116—121.
3. Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков руд цветных и редких металлов. М.: Госгеолиздат, 1957, 299 с.
4. Глухов В.А. Состояние применения и геолого-экономическая эффективность геохимических методов поисков в СССР. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981, ч. 1, с. 160—171.
5. Лукашев В.К., Лукашев К.И. Использование в эффективность геохимических методов поисков в Белоруссии. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1981, ч. 1, с. 179—187.
6. Миллер А.Д., Судов Б.А. Опыт применения слабосильных вытяжек при металлометрической съемке на территории развития моренно-ледниковых отложений в Эстонской ССР. — В кн.: Геохимические поиски и методы анализа проб. Л.: ВИТР, 1963, сб. 43, с. 51—53.
7. Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1968, 331 с.
8. Сает Ю.Е., Несвижская Н.И. Изучение форм нахождения элементов во вторичных ореолах рассеяния. М.: ВИЭМС, 1974, 46 с.
9. Соловов А.П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алмата: Изд-во АН КазССР, 1959, 250 с.
10. Судов Б.А., Надарейшвили Д.Г. Гидрохимическая оценка рудоносности труднодоступных горных районов Кавказа. — В кн.: 11-й Междунар. симпоз.: Методы прикладной геохимии. Иркутск: ГЕОХИ СО АН СССР, 1981, ч. 2, с. 116—117.
11. Судов Б.А., Тибар К.О. Гидрогеохимические поиски полиметаллических руд на территории Центральной Эстонии. — В кн.: Материалы семинара по гидрохимии подземных вод Прибалтики и Белоруссии. Вильнюс: Лит. н.-и. геол.-развед. ин-т, 1974, с. 56—59.
12. Судов Б.А., Лукашев В.К., Квиникадзе М.С. Опыт использования сорбентов при изучении вторичных ореолов рассеяния колчеданно-полиметаллических руд в Горной Абхазии. — В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. Тбилиси: КИМС, 1982, с. 17—18.
13. Pemberton R.H. World geophysical discoveries bioster future mineral needs. — Engineering and Mining Journal, 1966, vol. 3, N 4, p. 25—32.

*Э.Н. Баранов, Л.А. Кривоножко***ОБЪЕМНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ —  
МЕТОД ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ  
СКРЫТЫХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

В последние годы в связи с ростом глубинности отработки рудных месторождений особую остроту приобрели вопросы совершенствования методики поисков глубоко скрытого оруденения. Целесообразность эксплуатации глубокозалегающих (до 2 км) рудных месторождений в настоящее время не вызывает сомнений. Поиски глубокозалегающих месторождений представляют сложную проблему и требуют применения комплекса геологических, геофизических и геохимических методов.

В основе геохимического метода прогнозирования и поисков скрытого эндогенного оруденения, как известно, лежит принцип разделения рудогенных геохимических аномалий по уровню пересечения (эрозионной поверхностью или поисковой выработкой) на надрудные и подрудные, которое производится на основании вертикальной зональности эндогенных геохимических ореолов. Примеры эффективного применения этого принципа при выявлении скрытых гидротермальных жильных и морфологически простых метасоматических рудных тел стали уже хрестоматийными в прикладной геохимии. Вместе с тем при поисках месторождений, имеющих сложную морфологию или характеризующихся сложной (полигенной) историей формирования, приходится сталкиваться со значительными трудностями, когда оценка аномалий как надрудных недостаточна для надежного прогнозирования скрытого оруденения.

К таким трудным в поисковом отношении объектам относятся колчеданные месторождения, являющиеся важными источниками Cu, Zn, Pb и других металлов. Несмотря на сравнительно хорошую изученность и качественно близкую, однотипную зональность их геохимических ореолов [1, 2], геохимическое прогнозирование скрытого колчеданного оруденения остается сложной задачей. Наряду с известными примерами выявления скрытых колчеданных залежей по геохимическим прогнозам [2, 3], в колчеданных рудных районах имеются случаи неподтверждения прогнозных оценок, когда при проверке перспективных геохимических аномалий надрудного типа скрытое оруденение не выявляется.

Обобщенный опыт геологических организаций и наших исследований показывает, что трудности, с которыми приходится сталкиваться при геохимическом прогнозировании скрытого глубокозалегающего медноколчеданного оруденения, носят объективный характер и обусловлены рядом осложняющих факторов.

Во-первых, в связи с широким диапазоном условий колчеданного рудоотложения (гидротермально-осадочного, гидротермально-метасоматического или комбинированного) и постколчеданными преобразованиями аномальные геохимические поля и ореолы обычно поли-

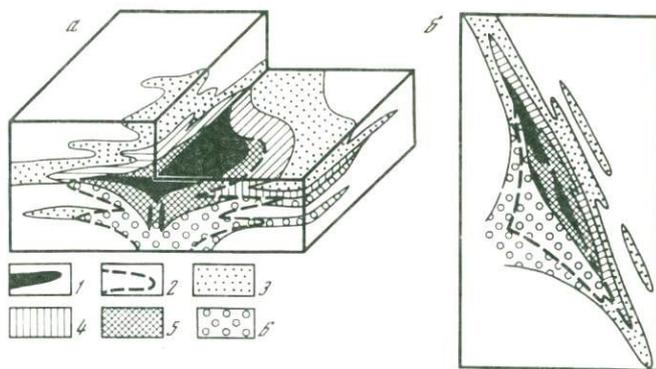


Рис. 1. Схема общего геохимического строения комбинированного колчеданного месторождения (а) и обобщенный типовой разрез общего геохимического ореола медно-колчеданного месторождения (б), Средний Урал

1 — рудные тела; 2 — контур зоны метасоматитов; 3—6 — зоны ореолов: 3 — фронтальная (с преобладанием Pb, Zn, Ba, Ag) обедненного состава, 4 — то же, комплексного состава (более трех элементов), 5 — промежуточная (с преобладанием Cu, Zn) комплексного состава, 6 — тыловая (с преобладанием Co, Mo, Cu)

генны и при преобладающем стратиформном характере распространения характеризуются большим разнообразием условий локализации, морфологии и строения. Т.е. принцип аналогии часто "не срабатывает" даже в пределах одного рудного района. Поэтому необходимой предпосылкой успешного использования геохимических методов при поисках колчеданного оруденения является разработка типовых моделей эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений соответственно основным типам последних: кипрскому, уральскому, куроко, рудноалтайскому в вулканогенных формациях и филизчайскому, атасуйскому в вулканогенно-осадочных [4].

Во-вторых, интерпретация и оценка наиболее широко распространенных аномалий обедненного элементного состава обычно неоднозначны: аномалии могут как соответствовать внешним удаленным зонам ореолов месторождений, так и многочисленным зонам рассеянной колчеданной минерализации — пиритизации [2].

В-третьих, и это главное, вследствие определяющего значения в строении стратиформных ореолов латеральной (продольной), а не поперечной (вертикальной) зональности и сходства составов фланговых зон ореолов с составами надрудных зон однозначное прогнозирование положения ожидаемых рудных тел по единичным пересечениям аномалий практически невозможно (рис. 1). Перспективная оценка аномалий надрудного — флангового типа особо осложняется в случае их крутого залегания, приобретенного в результате последрудных дислокаций. Так, в рудных районах Среднего Урала аномалии надрудного типа развиты как на верхних, так и на нижних выклинках крутопадающих рудовмещающих сланцевых зон (см. рис. 1). Особенности морфологии и зонального строения ореолов подтверждают первично горизонтальное формирование колчеданных месторождений. В этом случае оценка аномалии как надрудной — фланговой еще

не свидетельствует о ее перспективности на глубокозалегающее оруденение. И если проверка такой аномалии на глубоких горизонтах Красногвардейского месторождения привела к открытию новых рудных тел [3], то при проверке аналогичных аномалий на глубоких горизонтах Левихинского рудного поля не было выявлено рудных тел — наоборот, ниже аномалий установлено выклинивание рудовмещающих сланцевых зон.

Преодоление отмеченных объективных трудностей реально возможно. Основной путь повышения надежности и, соответственно, эффективности локального геохимического прогноза глубокозалегающего медноколчеданного оруденения лежит в глубинном объемном картировании аномальных геохимических полей. Сущность его заключается в комплексной интерпретации геолого-геохимических данных и в построении на их основе объемной модели геохимического поля (или его фрагментов) с отражением направленности — векторов и градиентов изменения морфологии, состава и зонального строения поля в трехмерном пространстве. Последняя служит основой глубинного прогноза и должна опираться на соответствующий фактический материал.

Поиски глубоко скрытых (до 2 км) колчеданных месторождений в настоящее время проводятся в экономически освоенных и осваиваемых рудных районах путем глубокого бурения в пределах перспективных (по геолого-геофизическим предпосылкам) площадей. Геохимическая информация по глубоким поисковым скважинам в совокупности с данными геохимического изучения поверхности создает фактическую основу для глубинного геохимического картирования рудных полей, районов в масштабе 1:10 000 — 1:50 000. Для объемного изображения аномальных полей помимо поперечных и продольных разрезов обязательной является отстройка чертежей, отражающих распределение, морфологию и строение поля в объеме рудоносных толщ, горизонтов, зон. Как показывает опыт, в связи со значительной мощностью таких толщ и зон, достигающей нескольких сот метров, и развитием аномалий на различных уровнях, наиболее простыми и достаточно информативными являются прес-проекции. Проектирование различных геохимических показателей, отражающих распределение аномалий и изменение их параметров, на продольную плоскость дает возможность наглядно представить общую, сводную картину зонального строения объемного геохимического поля. Подобные "объемные" геохимические карты представляют по сравнению с геохимическими картами—срезами, составленными на определенных уровнях, в том числе и на уровне поверхности коренных пород, качественно новую фактическую основу для прогнозно-геохимической оценки рудных полей и районов.

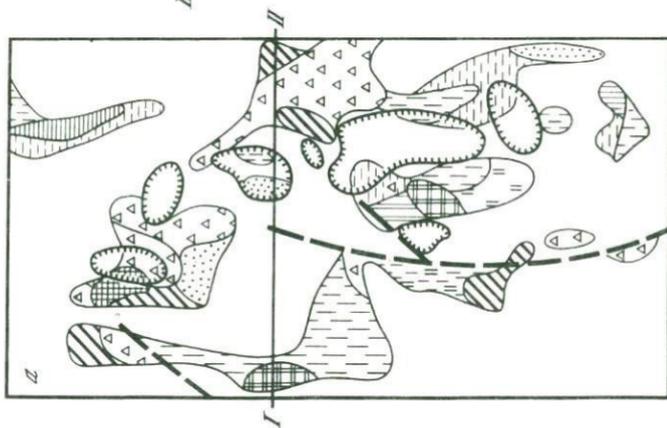
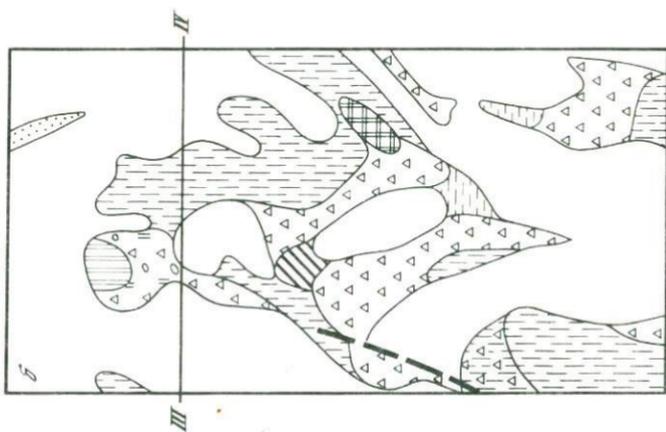
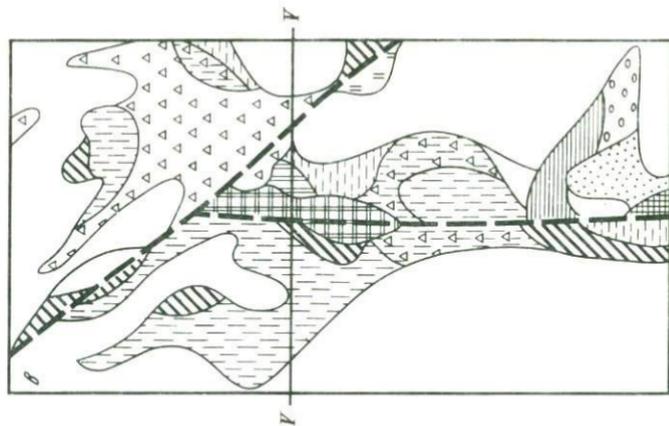
Рассмотрим более детально необходимость и особенности объемного моделирования геохимических полей на примере Верхнеуральского рудного района на Южном Урале. Район относится к наиболее изученным на Урале; к настоящему времени глубинными поисками (до 1 км) охвачена почти вся площадь развития вулканитов продуктивной непрерывной формации [5].

Из известных в районе восьми медноколчеданных месторождений только месторождение им. XIX Партсъезда выходило на эрозионную поверхность коренных пород, остальные семь месторождений являются скрытыми, залегают на глубине 100—600 м. Все месторождения приурочены к толще кислых вулканитов, имеющей близгоризонтальное залегание. На большей площади района эта толща перекрыта вулканитами андезито-базальтовой формации, что и определило скрытое залегание почти всех месторождений и соответствующую ориентацию поисковых работ.

В результате проведенного в 1965—1970 гг. изучения эндогенных геохимических ореолов месторождений района было установлено, что эти месторождения характеризуются контрастной вертикальной зональностью, в основном соответствующей единой зональности ореолов гидротермальных сульфидных месторождений [6]. Все известные на изучаемый период месторождения фиксировались на уровне поверхности коренных пород ореолами комплексного, реже обедненного состава. Это дало основание сделать вывод, что глубинность выявления скрытого медноколчеданного оруденения по эндогенным ореолам в условиях района достигает 500 м. Исходя из этого положения, была сделана прогнозно-геохимическая оценка района на скрытое оруденение: все аномалии надрудного типа рассматривались как в той или иной степени перспективные и рекомендовались к проверке глубоким бурением. Открытие в 1972 г. на участке перспективной аномалии Талганского месторождения, залегающего на глубине 150—200 м [3], как будто подтверждало правомерность такого общепринятого подхода к геохимическому прогнозированию скрытого оруденения. Однако глубокое бурение на участках других рекомендованных к проверке аномалий (Ялшанской, Карепановской, Стабиакской и др.) не привело к выявлению скрытого оруденения, хотя по геохимическим параметрам (составу, продуктивности, площади, уровню предполагаемого среза) и геологической позиции эти аномалии совершенно аналогичны надрудным ореолам месторождений (рис. 2). Более того, в 1974 г. было открыто месторождение Чебачье, залегающее на глубине 250 м, над которым на поверхности пород геохимические аномалии практически отсутствуют.

Все это указывало на необходимость совершенствования методики прогнозирования и поисков скрытого оруденения в условиях Верхнеуральского района. Стало очевидным, что геохимическая информация по поверхности коренных пород недостаточна для надежного прогнозирования скрытого оруденения.

Проведенный анализ геохимической информации по глубоким скважинам с построением серии разрезов, охватывающих рудные поля, показал, что определяющее значение в строении ореолов имеет не вертикальная, а горизонтальная (латеральная) зональность концентрического типа (см. рис. 2). Внешние фронтальные зоны ореолов, сходные по составу с надрудными зонами, могут распространяться на значительные расстояния от месторождений (от 0,5 до 1,5 км) в пределах рудовмещающей толщи кислых вулканитов. При этом часто они имеют сквозное развитие в разрезе толщи. Выходя на



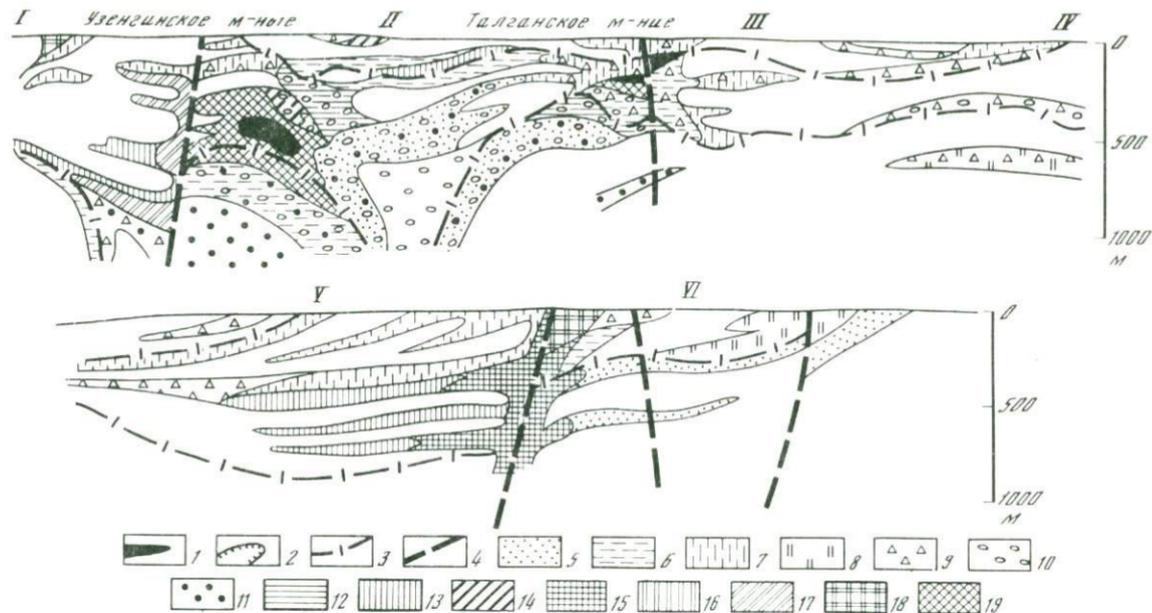


Рис. 2. Геохимические аномалии на уровне поверхности коренных пород и поперечных разрезах на Узельгинском (а), Карепановском (б) и Ялшанском (в) участках, Верхнеуральский рудный район

1 — рудные тела; 2 — проекции скрытых рудных тел; 3 — границы толщи

кислых вулканитов (в разрезах); 4 — разрывные нарушения; 5—19 — аномалии: 5 — Cu, 6 — Zn, 7 — Pb, 8 — Ag, 9 — Ba, 10 — Mo, 11 — Co, 12 — Cu + Zn, 13 — Zn + Pb, 14 — Cu + Pb, 15 — Cu + Zn + Pb, 16 — Zn + Pb + Ba, 17 — Cu + Pb + Ba, 18 — Cu + Zn + Pb + Ba, 19 — Cu + Zn + Pb + Ag, Ba, Co, Mo

уровень коренных пород на значительном удалении от месторождений, они создают видимость широкого распространения надрудных аномалий в районе.

В этих условиях и возникла необходимость к переходу к глубинному геохимическому картированию и объемному моделированию аномальных геохимических полей. Ядром объемной модели общего (для основных элементов-индикаторов колчеданного оруденения - Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Co, Mo, As) аномального поля в рудоносной толще кислых вулканитов явились геохимические карты этой толщи (в варианте пресс-проекции) масштаба 1:50000 для района и 1:10000 — 1:25000 для рудных полей. Набор разрезов по-существу только дополняет, детализирует эти карты.

Основным требованием к рассматриваемым картам было отражение главных элементов строения общего аномального поля в связи с размещением в нем медноколчеданных месторождений. Необходимость свертывания обширной геохимической (по 8 элементам-индикаторам) информации определила ее соответствующую подготовку и предварительную интерпретацию. Легенда к картам предусматривала разделение общего аномального поля по сложности (комплексности) состава, по характеру строения в разрезе и по геохимическим зонам. Выделение полей различной сложности состава обусловлено локальностью проявления и тесной связью аномалий комплексного состава с колчеданными телами и преобладающим развитием аномалий моно- и биеlementного состава на удалении от них. Отражение на карте особенностей строения поля в разрезе толщи необходимо в связи с преимущественным развитием сплошных аномалий в околорудном пространстве, а аномалий прерывистого строения на удалении от месторождений. Выделение геохимических зон производится в соответствии с направленной зональностью геохимических ореолов колчеданных месторождений. Выделяются три зоны: 1) тыловая — с преобладанием аномалий Cu, Co и Mo; 2) промежуточная — с относительно равным проявлением аномалий Cu и Zn при подчиненном развитии аномалий других элементов-индикаторов; 3) фронтальная — с преобладанием аномалий Pb, Ba, Zn, Ag над аномалиями остальных элементов-индикаторов. Как показатели относительных масштабов развития аномалий отдельных элементов использовались их размеры: элементы в рядах ранжировались по убыванию мощностей их аномалий в изучаемом сечении.

Такой подход к построению карт потребовал предварительного построения геохимических колонок по всем глубоким скважинами с оценкой количественных соотношений аномалий различных элементов и различной сложности состава, суммарной мощности аномалий и соотношений аномальных и фоновых полей.

В результате составления объемных геохимических карт рудоносной толщи кислых вулканитов существенно изменились представления о закономерностях распределения геохимических аномалий в районе по сравнению с теми выводами, которые были получены на основании анализа геохимических карт на уровне поверхности коренных пород [6]. Как видно на примере участка месторождения

Чебачье (см. рис. 3), прежде всего выявляется весьма широкое площадное распространение геохимических аномалий в рудоносной толще. Аномальное поле охватывает около 70% площади развития продуктивной толщи. В объеме этого поля преобладают аномалии обедненного (моно- и биэлементного) состава, а аномалии более комплексного состава имеют ограниченное, локальное распространение. Аномальное поле обнаруживает в плоскости толщи отчетливо выраженную латеральную зональность, в основном, концентрического типа, с относительно локальным проявлением тыловых, промежуточных зон и более широким проявлением фронтальных зон. Выявляется приуроченность аномальных полей различных по сложности состава и строения к определенным геохимическим зонам. Аномалии комплексного состава устанавливаются преимущественно в пределах зон сквозного (сплошного) развития аномалий в разрезе и главным образом соответствуют промежуточной зоне. Аномалии обедненного состава обычно характеризуются прерывистым развитием в разрезе и, в основном, соответствуют фронтальной зоне.

В конфигурации общего аномального поля района и в распределении в его пределах полей, различных по сложности состава и строению, и геохимических зон отчетливо выражена связь аномалий с вулканическими постройками и линейными зонами, которая подтверждает известные и позволяет выделить новые рудоконтролирующие структуры. Позиция медноколчеданных месторождений в аномальном поле района определяется их размещением в полях комплексного состава, соответствующих или промежуточной геохимической зоне, или, реже, фронтальной зоне (на границе с промежуточной), и приуроченностью к зонам сквозного развития аномалий в разрезе. Отмеченные рудоконтролирующие факторы уверенно картируются даже по редкой сети (500—1000×500 м) глубоких скважин.

Таким образом, глубинное геохимическое картирование и объемное моделирование аномальных полей в Верхнеуральском рудном районе привело к новому уровню знаний о распределении аномалий и геохимических закономерностях локализации колчеданного оруднения. Соответственно, возросла надежность прогнозирования глубоко скрытых месторождений, которая подтверждается результатами глубинных поисков в районе, и тем самым, повысилась практическая эффективность применения геохимических методов.

В заключение надо отметить, что решение задач актуальной проблемы глубинных поисков рудных месторождений требует разработки оптимальной методики комплексной интерпретации геологических, геофизических и геохимических данных с построением объемных геолого—геофизических и геохимических моделей рудных районов и полей. Рассмотренный выше методический подход к объемному моделированию аномальных геохимических полей может быть использован при глубинных поисках стратиформных месторождений различных промышленно-генетических типов.

1. Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н. Эндеогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — Геология руд. месторождений, 1970, N 2, с. 10—24.
2. Методические рекомендации по литохимическим методам поисков колчеданных месторождений/ Баранов Э.Н., Голдин А.С., Головин А.А. и др. М.: ИМГРЭ, 1979. 130 с.
3. Баранов Э.Н., Лазарев В.Н., Петров Г.В. и др. Опыт использования геохимических методов при выявлении скрытого колчеданного оруденения. — В кн.: Теоретические аспекты миграции элементов-индикаторов рудных месторождений и математические методы обработки геохимической информации. Ереван, 1974, ч. 2, с. 24—26.
4. Баранов Э.Н. Типовые модели эндогенных геохимических ореолов колчеданных месторождений и их использование при поисках. — В кн.: Методы прикладной геохимии: Тез. докл. Второго междунар. симпоз. Иркутск, 1981, ч. 1, с. 97—98.
5. Бородаевская М.Б., Ширай Е.П., Перижняк Н.А. и др. Эволюция вулканотектонических структур и связанного с ним колчеданного оруденения в Верхнеуральском рудном районе. — Геология руд. месторождений, 1981, N 2, с. 72—85.
6. Лазарев В.Н., Баранов Э.Н., Коляко Д.С., Петров Г.В. Эндеогенные геохимические ореолы медноколчеданных месторождений Молодежного рудного района. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, N 10, с. 108—123.

УДК 550.84:553.068.56+551.351.2

*Н.Г. Патык-Кара, Л.Е. Савельева*

**ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ РАЗВИТИЯ  
ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ  
ПРИ ПОИСКАХ И ОЦЕНКЕ РОССЫПЕЙ ПРИБРЕЖНЫХ ЗОН**

Задачи расширения сырьевой базы олова и ряда других металлов за счет россыпных месторождений в районах со сложным геолого-геоморфологическим строением, в том числе за счет близповерхностных погребенных и затопленных россыпей современных шельфовых зон, определяют необходимость совершенствования методики минералого-геохимических, литолого-фациальных и структурно-геоморфологических исследований при выделении на разных стадиях геологоразведочных работ площадей, перспективных для поисков россыпей и для их прогностной оценки.

Вместе с тем в общем комплексе исследований, проводимых при поисках и оценке россыпных месторождений, специализированные геохимические работы занимают в настоящее время весьма скромное место и направлены, как правило, на решение частных задач. Наиболее интересные результаты применения геохимических методов в этой области, в том числе применительно к оценке россыпной металлоносности шельфовых зон, изложены в работах В.М. Питулько [6], А.М. Ивановой и др. [4], Ю.П. Безродных [2], А.И. Айнемера [1].

Рассматривая россыпи как продукт вторичной аккумуляции на гравитационных барьерах различных типов (фациальных, динамических, структурных и пр.) и учитывая современное состояние проблемы, можно наметить основные направления использования геохимических критериев при оценке россыпной металлоносности осадков шельфовой зоны, а также при комплексной оценке рудно—россыпных

площадей, предполагающей совместный анализ россыпных месторождений и проявлений и их коренных источников. Геохимические работы должны быть направлены как на установление общих закономерностей миграции и концентрации элементов в различных динамических, фациальных и палеогеографических обстановках шельфовой зоны, так и на выявление аномалий, имеющих прямую или косвенную связь со скоплениями россыпных минералов, и установление геохимических параметров — индикаторов благоприятной обстановки россыпеобразования.

Среди первостепенных задач важное место занимает изучение общих закономерностей миграции элементов в прибрежной зоне шельфа. Установлено, в частности, что осадки прибрежной зоны шельфа восточноарктических морей характеризуются устойчивым дефицитом меди и свинца по отношению к кларкам литосферы для глин и сланцев [3], что согласуется с ранее приводимыми данными А.М. Ивановой и И.С. Егоровой [4], которые относят медь в донных осадках арктического шельфа к устойчиво дефицитным элементам, а свинец — к элементам изменчивого содержания.

Авторами получены данные, свидетельствующие о четкой литохимической зональности в прибрежных зонах современного шельфа. Так например, в осадках прибрежной зоны одного из участков северо-восточного побережья страны выделяются три группы элементов: элементы, обнаруживающие устойчивый дефицит содержания; элементы, значения которых в целом близки кларковым, и элементы, для которых характерна значимая дифференциация содержания, указывающая на существование динамических зон, отличающихся выносом или относительным накоплением тех или иных элементов. В состав такой информативной совокупности входят V, Ni, Co, Mn, Zn, реже Cr, обнаруживающие устойчивую тенденцию выноса из зоны современной волноприбойной деятельности (с учетом миграции ее границ в период стогонов) и относительное накопление в мористой части на глубинах более 4 м, где их содержание возрастает в 2—6 раз (рис. 1, а). Граница указанных зон в общих чертах повторяет очертания современной береговой линии, в том числе мощных осушек, окаймляющих берег (рис. 1, б).

Выявленная литохимическая зональность отражает процесс механической дифференциации материала, сопровождающийся преимущественным выносом из прибойной и волноприбойной зон мелких и тонких фракций осадков, в которых накапливаются (сорбируются) такие элементы, как V, Ni, Co, Zn, Cr. Миграция марганца в значительной мере, по-видимому, связана с его накоплением в растительном детрите, которым весьма обогащены тонкозернистые пески и алевриты, составляющие основную часть донных осадков изученного района. Укажем также, что на участках, где опробование не выходило за пределы собственно волноприбойной зоны, дифференциация указанных элементов не обнаружена.

В настоящее время известно, что в донных осадках прибрежной зоны шельфа выделяется значительное число аномалий целого ряда металлов, однако их природа, динамический класс, связь с источ-

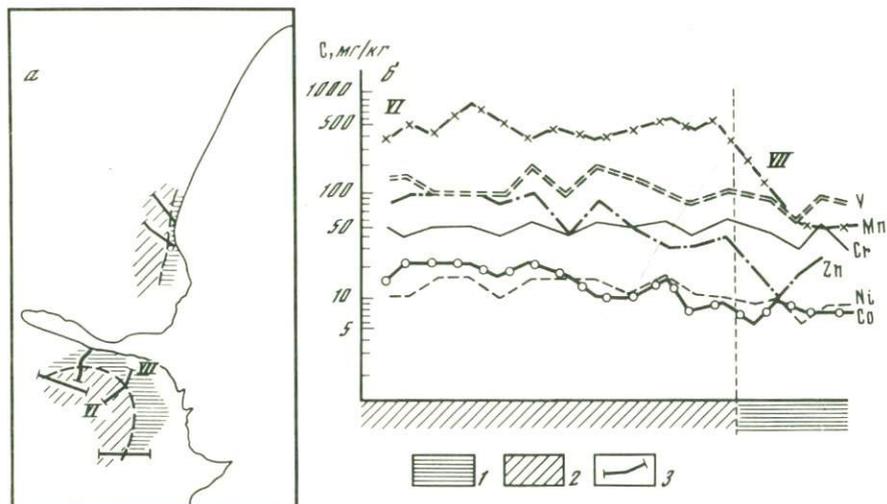


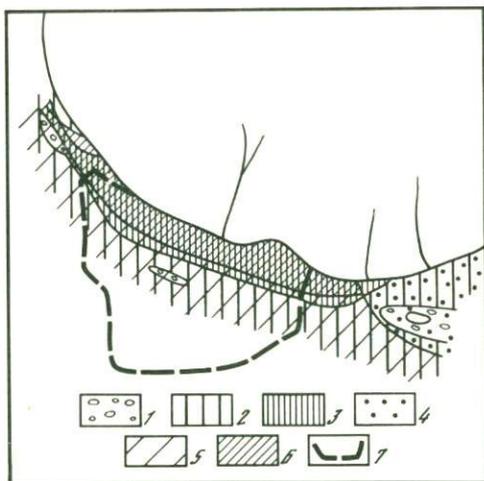
Рис. 1. Природная литохимическая зональность в прибрежной зоне залива со сгонно—нагонным режимом развития в плане (а) и в разрезе (б) по одному из профилей

1, 2 — зоны: 1 — выноса, 2 — накопления V, Ni, Co, Zn, Mn, Cr; 3 — профили геохимического опробирования

никами питания и информативность в отношении обнаружения россыпных проявлений в большинстве случаев не выяснены. Как было показано Ю.П. Безродных [2], в прибрежной зоне встречаются ореолы олова четырех типов: сформированные за счет непосредственного размыва рудных тел, за счет размыва промежуточных коллекторов, за счет выноса рек и за счет техногенного обогащения. Очевидно, что их поисковое значение при оценке россыпной металлоносности существенно различно. В связи с этим важнейшей задачей геохимических исследований является изучение условий формирования и структуры геохимических ореолов в пределах рудно-россыпных узлов и полей, определение информативной совокупности элементов-индикаторов и геохимических параметров, позволяющих локализовать участки близповерхностных, погребенных и затопленных россыпей, относящихся к различным динамическим классам и характеризующихся различными условиями залегания. Так, например, установлено, что современный активный слой донных осадков, залегающих в контуре погребенной россыпи касситерита в области разрушения ее коренного источника, принадлежащего к касситерит-силикатной формации, характеризуется не только устойчивыми ореолами олова, но и контрастными комплексными ореолами меди и свинца (рис. 2). При этом положительная связь содержаний олова с содержаниями меди и свинца оценивается величиной значений коэффициента корреляции  $r_n$  соответственно 0,56 и 0,84. Ореолы обнаруживают значительную изменчивость во времени в зависимости от литодинамической обстановки в период опробования. Вместе с тем им свойственна тенденция восстанавливать свою структуру после устранения

Рис. 2. Распределение олова в современных донных осадках на участке россыпи, сформированной за счет размыва коренного источника касситерито-силикатной формации, расположенного в береговой зоне

1—3 — содержания олова (в мг/кг): 1 — менее 10, 2 — 10—30, 3 — более 30; 4—6 — значения коэффициента  $Cu/Pb/100$ : 4 — менее 1, 5 — 1—2, 6 — более 2; 7 — контур россыпи



влияния экстремальных условий, какими, например, могут быть мощные сгонно-нагонные явления или антропогенное вмешательство.

Основные перспективы россыпной металлоносности на шельфе морей нашей страны связаны не столько с россыпями современной береговой зоны, сколько с затопленными и погребенными образованиями сложного генезиса и различного возраста, в том числе с континентальными и полигенетичными россыпями, залегающими в затопленных и перекрытых долинах, вдоль древних береговых линий и в зонах активных длительно развивающихся тектонических уступов. В связи с этим важное место в геохимических исследованиях занимает восстановление палеофациальной обстановки осадконакопления с определением общих закономерностей изменения литохимического разреза кайнозойских отложений и выделением горизонтов и толщ, отвечающих основным типам продуктивных отложений и эпохам россыпеобразования, а также установление геохимических параметров-индикаторов палеофациальной обстановки осадконакопления.

Выделение фоновой составляющей, отражающей общую направленность изменения литогенетической обстановки на протяжении кайнозоя, весьма важно и для правильной интерпретации литохимического разреза потенциально металлоносных толщ, и при изучении геохимической зональности конкретных россыпных месторождений и проявлений. В качестве такого фонового эталона нами был проанализирован разрез кайнозойских отложений аккумулятивных приморских равнин сложного генезиса в одном из северо-восточных районов страны, расположенный в приморской области опускания и характеризующийся неоднократным чередованием континентальных и прибрежно-морских условий осадконакопления. Хотя район лежит на продолжении потенциально металлоносных структур вулканогенного пояса и мегантиклинория, в целом он может рассматриваться в качестве относительно безрудной площади в силу значи-

тельных мощностей чехла кайнозойских отложений, малоперспективных на обнаружение близповерхностных и неглубокозалегающих россыпных проявлений<sup>1</sup>.

Общей чертой всех дочетвертичных отложений района является геохимическая специализация: отрицательная на Sr, Ba, Mn, Ni, Cr, Nb и положительная на B, Zn, Sn, Ga, Pb, V. Содержания таких элементов, как Cu, Co, Ti, Zr колеблются в значительных пределах. При анализе содержаний элементов по разрезу устанавливаются также определенные различия в концентрации ряда металлов по отдельным пачкам отложений, имеющих значительную мощность. Так, в скв. 1 максимальные содержания большинства рассматриваемых элементов характеризуют интервал 120—160 м, представляющий чередование лигнитоносных слоев, алевритов с прослоями песка и переслаивающихся песков и лигнитов. Осадки этой пачки отличаются повышенными по сравнению с вышележащими и подстилающими слоями концентрациями Mn, Cr, Nb, Zn, Sn, Ga, Pb, V, Cu, Ti, Zr. В скв. 2, расположенной в сходной структурной обстановке, максимальные содержания Sr, Mn, Cr, Zn, Sn, Pb, Cu приурочены к нижней толще осадков (200—400 м), представленной тонкопереслаивающимися песками, супесями, алевритами с прослоями галечников, лигнитов, глин. Вместе с тем для этой пачки характерна очень высокая вариабельность содержаний ряда элементов, достигающая в ряде случаев (для меди, никеля, хрома, марганца) 300—500%.

Наиболее четко расчленение кайнозойских отложений на возрастные интервалы и генетически разнородные пачки удается провести с помощью геохимических параметров, представляющих отношения некоторых элементов и групп этих элементов (табл. 1). В ряде работ, в частности в работах А.М. Ивановой и И.С. Егоровой [4] и др., содержащих характеристику кайнозойских отложений палеошельфа и прибрежно-морской зоны восточно-арктических морей и их металлоносности, указывается на возможность применения в качестве показателя генезиса (континентальный, морской, прибрежно-морской) таких отношений как Sr/Ba, Ti/V, Cr/V,  $\Sigma$ Ti, Cr (Fe)/ $\Sigma$ V, Mn, значения которых для морских осадков превышают таковые для континентальных слоев в 1,5—2 раза.

Использование перечисленных геохимических параметров для расчленения кайнозойских отложений характеризуемого района показало существование четких различий величин отношений Sr/Ba, Ti/V, Cr/V,  $\Sigma$ Ti, Cr/ $\Sigma$ V, Mn, наиболее высокие значения которых приурочены к определенным интервалам разреза, имеющим предположительно прибрежно-морской генезис. Наиболее контрастную картину дает отношение Ti/V, значения которого в данных толщах превышают уровень, характерный для вышележащих слоев, в два раза и более. Высококонтрастным является также отношение  $\Sigma$ Ti, Cr/ $\Sigma$ V, Mn,

<sup>1</sup> Литохимическая характеристика кайнозойских отложений района основана на данных приближенно-количественного спектрального анализа проб по скважинам параметрического бурения, вскрывающим полный разрез кайнозоя, и по скважинам, характеризующим верхние части разреза плейстоценовых осадков; пробы были нам любезно предоставлены С.А. Лаухиным, А.А. Архангеловым и С.В. Колесниковым.

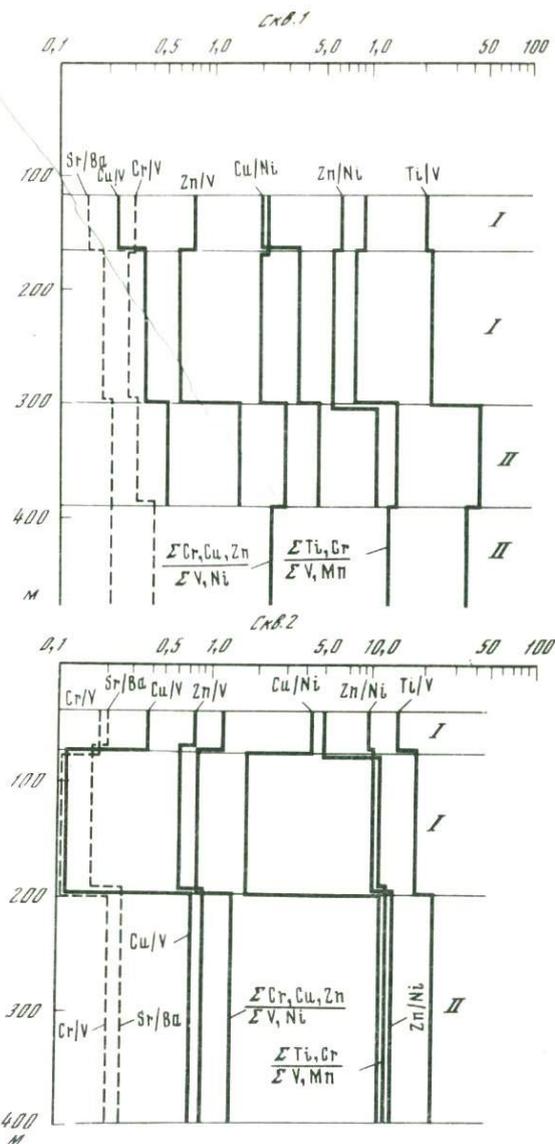


Рис. 3. Распределение основных геохимических параметров разреза кайнозойских отложений шельфовой зоны по данным скважин параметрического бурения

I, II — предполагаемый генезис: I — континентальный, II — прибрежно-морской

значения которого в интервале глубин 300—470 м по скв. 1 и 200—400 м по скв. 2 превышают значения, характерные для вышележащих слоев в 1,3 — 3 раза.

Наряду с перечисленными коэффициентами был выделен ряд новых параметров, распределение величин которых позволяет судить о возможном формировании осадков нижних интервалов изученных раз-

Таблица 1

## Геохимические параметры кайнозойских отложений шельфовой зоны

Номер скважины	Интервал глубин, м	Предполагаемый генезис	Cu/V	Cu/Ni
1	120—160	Континентальный	0,23	2,03
	160—300	Континентальный	0,34	3,51
	300—385	Прибрежно-морской	0,48	4,78
	385—470	Прибрежно-морской		
2	40—72	Континентальный	0,38	4,02
	72—200	Континентальный	0,12	1,69
	200—400	Прибрежно-морской	0,73	10,52

Таблица 2

## Средние содержания (кларки концентрации) элементов среднеплейстоценовых отложений на побережье моря

Генезис отложений	Содержание выше кларка					
	Ti	V	Cu	Pb	Sn	B
Континентальный (аллювиальный)	1,19	1,75	1,09	1,44	1,63	2,34
Прибрежно-морской	1,60	2,25	1,66	1,97	1,89	4,51

Таблица 3

## Основные геохимические параметры среднеплейстоценовых отложений на побережье моря

Генезис отложений	Cu/V	Cu/Ni	Zn/V	Zn/Ni
Континентальный (аллювиальный)	0,29	5,04	0,46	5,84
Прибрежно-морской	0,38	6,10	0,72	12,19

резов в прибрежной зоне морского бассейна. Такими параметрами являются отношения: Cu/V, Cu/Ni, Zn/V, Zn/Ni,  $\Sigma Cr, Cu, Zn / \Sigma V, Ni$ , отличающиеся высокой степенью контрастности по разрезу. Максимальные их значения приурочены к нижним пачкам в интервалах глубин 300—385 и 385—470 м по скв. 1 и 200—400 м по скв. 2. Положение выделившихся интервалов в разрезе с учетом палеонтологических данных (А.А. Архангелов и др., Л.П. Жарикова и др., С.А. Лаухин) позволяет считать данные отложения прибрежно-морскими, связанными с одновозрастной трансгрессией, приходящейся на олигоцен — начало раннего миоцена (рис. 3). При этом сглаженность некоторых признаков, присущих осадкам морского генезиса, в том числе низкие значения стронций-бариевого отношения, отсутствие повышенных

Zn/V	Zn/Ni	Cr/V	$\frac{\Sigma Cr, Cu, Zn}{\Sigma V, Ni}$	Sr/Ba	Ti/V	$\frac{\Sigma Ti, Cr}{\Sigma V, Mn}$
0,72	6,42	0,28	1,26	0,14	20,14	9,01
0,60	5,49	0,27	1,06	0,17	20,50	7,59
1,28	14,00	0,30	1,80	0,20	45,05	13,10
		0,42	1,38	0,20	36,60	12,66
0,75	9,10	0,18	1,16	0,20	13,24	4,66
0,62	9,22	0,12	0,76	0,16	18,38	9,38
0,83	13,42	0,19	1,32	0,24	22,00	12,49

Содержание ниже кларка							
Sr	Ba	Mn	Cr	Ni	Co	Zn	Nb
0,16	0,44	0,58	0,49	0,19	0,53	0,74	0,20
0,14	0,37	0,54	0,57	0,24	0,59	0,73	0,25

Cr/V	$\frac{\Sigma Cr, Cu, Zn}{\Sigma V, Ni}$	Sr/Ba	Ti/V	$\frac{\Sigma Ti, Cr}{\Sigma V, Mn}$
0,27	0,98	0,19	33,61	7,32
0,28	1,17	0,20	38,08	9,88

концентраций бора, галлия свидетельствует, вероятно, в пользу того, что осадконакопление происходило в условиях сильно опресненного закрытого бассейна. Осадки вышележащих интервалов (120—160, 160—300 м по скв. 1 и 40—72, 72—100 м по скв. 2) имеют континентальный генезис.

Изменчивость геохимических параметров в проанализированных разрезах подтверждает неоднократную миграцию отдельных фациальных зон при переходе прибрежной аккумулятивной равнины в мелководный залив на границе областей с различным режимом тектонических движений.

При сравнении проанализированных олигоцен—плиоценовых отложений с плейстоценовыми осадками того же региона устанавли-

ваются сходство распределения основных геохимических показателей. Кларки концентрации отдельных элементов в морских и континентальных осадках плейстоценового возраста имеют тот же порядок, что и кларки в сходных по генезису более древних толщах. В морских слоях повсеместно отмечается повышенное содержание Ti, V, Cu, Pb, Sn, B, Cr, Ni, Co, Nb, Zn. Сохраняют свою информативность и основные геохимические параметры, охарактеризованные выше, кроме отношений Sr/Ba и Cr/V, которые имеют невысокую контрастность (табл. 2, 3).

В пределах россыпных полей и рудно-россыпных узлов, расположенных в прибрежной зоне, важнейшее место занимает изучение отраженной минералого-геохимической зональности [5], формирующейся при накоплении толщ продуктивных металлоносных осадков в результате среза коренного источника. В наиболее полном виде эта зональность прослеживается в сложных многоярусных россыпях зон тектонических уступов, с которыми связываются значительные перспективы создания сырьевой базы россыпных месторождений ряда металлов в прибрежной зоне, а также в пределах узлов с множественными россыпями различного возраста и генезиса. Основными критериями оценки для них служат: анализ истории формирования россыпного тела и выбор надежных геоморфологических и литологических реперов для установления последовательности экспонирования коренного источника; установление последовательности экспонирования коренного источника; установление типоморфных особенностей минерала — полезного компонента россыпей и его минералов-спутников, позволяющих судить о связи россыпи с определенными частями и горизонтами коренного источника; выбор характерных минеральных ассоциаций рудного парагенезиса и изучение их трансформации в россыпях; анализ элементов-индикаторов во вторичном ореоле, их распределения в разрезе и плане россыпи, связи с различными уровнями (надрудными, околорудными и подрудными) первичного геохимического ореола. Работы по оценке россыпей ведутся на одной из них в прибрежной зоне арктического побережья.

Современные требования к охране окружающей среды при проектировании горнодобывающих предприятий и комплексному безотходному использованию недр ставят на повестку дня еще одну важную задачу — изучение техногенных геохимических ореолов, формирующихся в прибрежной зоне за счет как непосредственной отработки подводных россыпных месторождений, так и поступления и перемыва морем промышленных отходов производства береговой зоне и выноса материала реками, в бассейнах которых ведется разработка рудных и россыпных месторождений. Техногенные ореолы такого рода известны в прибрежной зоне морей; одни формируются уже на протяжении нескольких десятилетий, другие начинают развиваться на наших глазах. В качестве первоочередных объектов геохимического изучения здесь выступают участки, находящиеся в зоне влияния действующих комбинатов и приисков, и районы месторождений, подготавливаемых к освоению, причем изучаться должны как ореолы рассеяния самого полезного компонента, так и его элементов-спутников, оказывающих вредное экологическое воздействие.

Имеющийся пока еще очень ограниченный опыт геохимического изучения техногенных ореолов в прибрежной зоне совместно с литодинамическими работами показывает, что на основе такого комплексного анализа можно достаточно надежно прогнозировать последствия техногенного воздействия и планировать охранные мероприятия. Важно подчеркнуть, что техногенные литохимические ореолы в донных осадках представляют природную модель для изучения условий миграции и концентрации отдельных металлов в береговой зоне морей в естественной природной обстановке. В отдельных случаях они могут иметь самостоятельный промышленный интерес.

В заключение следует подчеркнуть, что в связи с преимущественно механической природой вторичных литохимических ореолов, формирующихся в верхней зоне шельфа, изучение этих ореолов должно проводиться в общем комплексе с изучением литодинамической, геоморфологической и литолого-фациальной обстановки осадконакопления, чтобы установить генезис и динамический класс ореола, а также выявить связи ореолов с определенными динамическими зонами, типами аккумулятивных тел, характерными структурно-геоморфологическими обстановками.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Айнемер А.И., Авдюничев В.В., Степанова Т.В. Барьеры россыпеобразования. — В кн.: Континентальные россыпи: Тез. докл. 6-го Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Благовещенск, 1982, с. 75—77.
2. Безродных Ю.П. Ореолы олова в морских осадках и их поисковое значение. — Сов. геология, 1978, N 1, с. 129—135.
3. Виноградов А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — Геохимия, 1962, N 7, с. 641—664.
4. Иванова А.М., Егорова И.С. Методические рекомендации по геохимическим исследованиям на шельфах полярных морей СССР. Л.: НИИГА, 1974, с. 30—31.
5. Патык-Кара Н.Г. Зональность россыпных месторождений. — ЭИ ВИЭМС. Геология, методы поисков и разведки метал. полез. ископ., 1980, вып. 7, с. 1—14.
6. Путько В.М. Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л.: Недра, 1977. 197 с.

УДК 553.493.5(—924.83)

*В.Р. Бенсман, В.В. Григорович, И.С. Гольдберг,  
Р.И. Криводубский, А.В. Тимчук*

#### ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА ЧИМ ПРИ ПОИСКАХ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Площадь, на которой велись работы методом частичного извлечения металлов (ЧИМ), перекрыта четвертичными водно-ледниковыми отложениями мощностью 30—50 м. В этих условиях геохимические поиски погребенных редкометалльных месторождений затруднены из-за малых количеств ионов металла, поступающего от рудного тела на поверхность. В результате валовые анализы или проб поверхностных отложений или вод малозффективны, так как фоновые колебания искомым элементов и аномалии, связанные с ландшафтными ловушками, по интенсивности не отличаются от вторичных ореолов рассеяния рудных тел. Поиски этих тел по подвижным формам

биогеохимическим методом (в том числе анализ органического вещества почв) также малоэффективны из-за способности растений или органического вещества в определенных пределах сохранять средневидовые (микрорландшафтные) концентрации элементов при отсутствии прямого контакта корней растений с первичными ореолами и приуроченности аномальных зон к геохимическим барьерам, ландшафтным ловушкам, которые могут находиться в стороне от рудных тел.

И.С. Гольдбергом и другими исследователями установлено, что метод ЧИМ позволяет выявлять слабые ореолы вторичного рассеяния рудных элементов за счет селективного извлечения индикаторных (в том числе подвижных) форм нахождения элементов из почв. Методом ЧИМ осуществляется вещественная регистрация электрохимических процессов, возбуждаемых в почве активными, специально формируемыми электрическими полями. При этом количество извлеченных элементов определяются главным образом не ландшафтными условиями, а характеристиками электрического поля, которые можно изменять в соответствии с поставленными поисковыми задачами. Этим обстоятельством и определяется эффективность метода ЧИМ.

Метод ЧИМ в ореольном варианте основан на изучении закономерностей распределения подвижных форм нахождения рудных элементов (ПФЭ)<sup>1</sup> в земле. Основная задача метода — поиск глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых путем обнаружения участков с повышенной концентрацией ПФЭ в поверхностном слое Земли: почвах и других рыхлых образованиях. Установлено, что в результате разнообразных физико-химических процессов рудные элементы мигрируют от рудного объекта и достигают поверхности земли. Дальность вертикальной миграции элементов, на основании теоретических расчетов и по опытным наблюдениям, составляет 300—500 м и более.

Селективность извлечения подвижных форм нахождения элементов реализуется в методе ЧИМ созданием определенных условий, обеспечивающих концентрирование элементов и подбор соответствующего режима извлечения.

Извлечение ПФЭ осуществляется в специально оборудованные элементоприемники (ЭЛПР). ЭЛПР представляют собой сосуд, заполненный раствором электролита (азотная кислота), в который погружен электрод, соединенный с источником тока. Сосуд ЭЛПР контактирует с почвой через мембрану, проницаемую для ионов металлов. Раствор электролита выбирается таким, чтобы концентрируемые в нем ионы металлов не создавали с компонентами раствора нерастворимых соединений.

Для селективного извлечения ПФЭ из почв опытно-методическими исследованиями устанавливается режим извлечения, включающий напряженность электрического поля ( $E$ , В/см) и время воздействия

<sup>1</sup> Подвижные формы нахождения элементов — это такие формы нахождения элементов, при которых эти элементы имеют заряд и могут перемещаться в поле электрического тока.

этого поля ( $t$ , час). Экспериментально установлено, что селективность извлечения ПФЭ может быть обеспечена при определенном соотношении параметров  $E$  и  $t$ .

Для обеспечения необходимой контрастности выделения аномалий ПФЭ, задаваемая величина напряженности электрического поля и, соответственно, величина тока извлечения должны обеспечить следующие условия:

$$I_{\text{из}} > I_{\text{к}} = 25 C_{\text{н}} \cdot S,$$

где  $I_{\text{из}}$  — ток извлечения при выбранной напряженности электрического поля, мА;  $I_{\text{к}}$  — ток концентрирования, мА;  $C_{\text{н}}$  — концентрация нормальности кислоты в ЭЛПР;  $S$  — площадь мембраны, см<sup>2</sup>.

Для изучения закономерностей распределения подвижных форм нахождения элементов в земле извлечение проводят в систему ЭЛПР. Распределение извлеченных масс вдоль линии профилей или по площади указывает на расположение объектов, обогащенных на глубине искомыми элементами. Так как извлеченные массы характеризуют содержание ПФЭ в ореоле, а не в самих глубинных объектах, то повышенные количества извлеченных ПФЭ не позволяют дать количественную оценку обнаруженного глубинного объекта.

При установлении режима выбираются такие величины напряженности и времени, при которых обеспечивается извлечение масс, закономерно меняющихся с изменением указанных параметров. Такая закономерность может быть установлена при соблюдении определенных условий извлечения: ток извлечения должен быть выше тока концентрирования  $I_{\text{из}} > I_{\text{к}}$ , активность водородных ионов в ЭЛПР должна быть выше величины рН гидратообразования искоемых элементов, а состав электролита такой, что не должен образовывать с элементами труднорастворимых соединений.

Методика опытно-методических работ по установлению режима извлечения следующая: на территории проведения работ выбирается несколько участков с известным положением рудных тел. Участки должны соответствовать типичным геохимическим ландшафтам для данной территории. В пределах участков проводятся наблюдения по 4—5 профилям, отстоящим друг от друга на 3—5 м. Профили задаются вкрест простирания рудных тел (зон), и в пределах каждого профиля проводится съемка геоэлектрохимических годографов, отражающих зависимость массы накопленного искомого элемента от времени ( $t$ ). Время съемки годографов должно быть не меньше 20—40 час с интервалами между опробованиями 10—20 час. В изученном временном интервале выбирается участок, отличающийся прямолинейной зависимостью  $m = f(t)$ . Извлечение искомого элемента проводится при определенной напряженности электрического поля на каждом профиле: от низких значений, при которых токи через ЭЛПР составляют единицы и десятки миллиампер, до максимально возможных значений напряженности, технически обеспечиваемых станцией ЧИМ—10 (токи через ЭЛПР в сотни миллиампер).

Для выбранного интервала времени строится зависимость массы ( $m$ ) накопленного искомого элемента от напряженности электриче-

ского поля ( $m-E$ ). Для построения таких графиков выбираются точки наблюдений отдельно для фоновых значений масс извлеченных металлов и аномальных с близкими свойствами среды (состав почв, влажность, пористость и др.). Показателем свойств среды может служить величина, соответствующая кажущемуся удельному сопротивлению этой среды ( $\rho_k$ ).

В зависимости от особенностей электрохимического извлечения элементов графики могут иметь вид: прямолинейный, криволинейный с выполаживанием или криволинейный с увеличением крутизны кривой. Выполаживание кривой может быть связано с увеличением скорости извлечения сопутствующих элементов по сравнению с искомыми. Увеличение крутизны указывает на повышение скорости извлечения искомого компонента. Как в первом, так и во втором случае это связывается с поступлением в поровый раствор компонентов твердой фазы. В результате нарушается линейность извлечения искомого элемента в координатах  $m-E$ . Величина напряженности электрического поля  $E_p$  (расчетная напряженность электрического поля) выбирается в пределах прямолинейного участка кривой. В дальнейшем, при съемках профилей, напряженность поля задают и поддерживают одинаковой для всех ЭЛПР. В случае разных значений  $\rho_k$  (более 30%  $E_p$  задают дифференцированно с учетом эталонных кривых  $m-E$ ).

Ниже рассматриваются результаты опытно-методических работ при извлечении бериллия. На площади проведения работ широко развиты ледниковые, флювиогляциальные и лимногляциальные образования, на которых формируются два основных типа почв — лесные и болотные. В повышенных местах рельефа развиты лесные почвы, существенно песчаного состава. Для них характерны наибольшее распространение по площади и слабая минерализация почвенных вод ( $\rho$  этих почв составляет 700—900 Ом·м). В понижениях рельефа образуются болотные почвы: верхний горизонт представлен торфяниками, ниже идет минеральный глеевый горизонт. Нередко такие почвы с поверхности насыщены водой, уровень грунтовых вод проходит на глубине 0,5—1. Минерализация низинных почвенных вод более высокая за счет выноса кальция и других элементов из повышенных мест рельефа ( $\rho = 100—300$  Ом·м).

Кроме четвертичных образований в геологическом строении площади участвуют нижнепротерозойские породы кристаллического фундамента, представленные биотит-рибекитовыми мелкозернистыми гранитами и дайками мелкозернистых рассланцованных диабазов. Все кристаллические породы разбиты северо-восточными, субширотными, северо-западными тектоническими нарушениями, многократные движения по которым привели к возникновению мощных ослабленных зон, вдоль которых интрузивные породы подверглись интенсивной милонитизации. Процессы регионального и локального метаморфизма привели к образованию зон метасоматитов (кварц-амфибол-альбитовые, альбит-биотитовые, кварц-альбит-калиевополевошпатовые), содержащих редкометалльную минерализацию.

На рис. 1 представлены геоэлектрохимические годографы извлечения бериллия из лесных почв. Кривые 1 и 2 соответствуют усло-

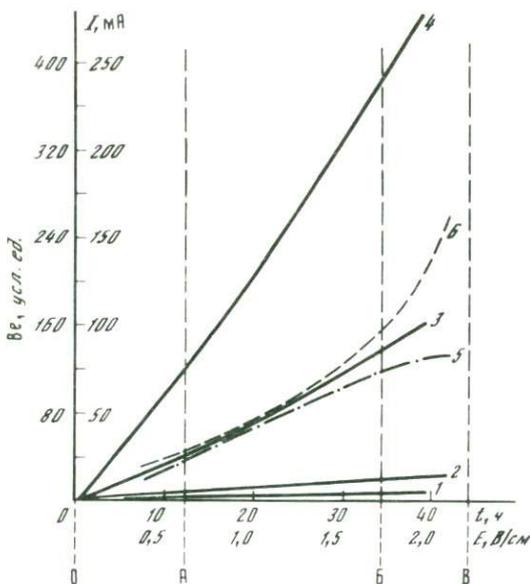


Рис. 1. Геоэлектрохимические годографы извлечения  $Be$  из лесных почв

1—4 — кривые извлечения  $Be$ : 1, 2 — при  $I_{из} < I_k$ : 1 — на безрудном участке, 2 — на рудном участке, 3, 4 — при  $I_{из} > I_k$ : 3 — на безрудном участке, 4 — на рудном участке; 5 — зависимость массы  $Be$  от напряженности  $E$  на безрудном участке; 6 — зависимость между величиной тока  $I$  и напряженностью  $E$  на всех участках; О, А, Б, В — интервалы кривых

виям извлечения металла, когда  $I_{из} < I_k$  (концентрация азотной кислоты в ЭЛПР — 4,5 н., диаметр ЭЛПР — 5 см<sup>2</sup>, объем раствора электролита в ЭЛПР — 30 мл. Геоэлектрохимический годограф 1 (см. рис. 1) характеризует динамику извлечения бериллия из почвы на безрудном участке (фон), годограф 2 — из почвы над рудным телом (аномалия) при глубине залегания оруденения менее 30 м. Из этих данных видно, что количество извлеченного бериллия составляет единицы, а различия в массах металла на рудном и безрудном участках незначительны. Кривые 3—6 соответствуют условиям извлечения, когда  $I_{из} > I_k$  (концентрация азотной кислоты в ЭЛПР — 1,5 н., диаметр ЭЛПР — 2 см<sup>2</sup>, объем раствора электролита в ЭЛПР — 50—100 мл). Геоэлектрохимический годограф 3 характеризует извлечение бериллия на безрудном участке при  $E = 1,9$  В/см,  $I = 125$  мА, годограф 4 — соответствует извлечению над рудным телом (при  $E = 1,5$  В/см,  $I = 135$  мА). Этот годограф получен в пределах той же площадки, что и годограф 2 (см. рис. 1). Из рассмотрения годографов следует, что при соблюдении условий резко увеличивается интенсивность аномалий (в 3—4 раза).

Для практического применения метода ЧИМ время извлечения было выбрано в пределах 20 час. В этом временном интервале было проведено извлечение в диапазоне напряженностей поля от 0,25 В/см (10—15 мА) до 2,5—3 В/см (до 200 мА). На рис. 1 приведена кривая

5, характеризующая зависимость  $m - E$  для безрудного участка. Кривая имеет S-образную форму, и на ней по напряженности электрического поля может быть выделено три интервала: О — А — начальный интервал кривой в пределах напряженности до 0,6 В/см. На этом интервале практически не происходит приращение массы бериллия с увеличением напряженности электрического поля. Величина массы металла колеблется от 20 до 50 мкг. Интервал А — Б от 0,6 В/см до 1,75 В/см. В пределах указанной напряженности электрического поля обеспечивается линейная зависимость между количеством электрохимически извлеченного бериллия и напряженностью электрического поля. Накопление бериллия в ЭЛПР закономерно возрастает с увеличением напряженности: от 50 мкг при 0,75 В/см (50 мА) до 140 мкг при 1,75 В/см (150 мА), т.е. 90 — 100 мкг на 1 В/см. Третий интервал кривой Б — В выделяется от 1,75 В/см (максимально наблюдаемые величины напряженности составили 3 В/см). На этом интервале отсутствуют линейность извлечения и воспроизводимость результатов. Для одной и той же напряженности электрического поля количества извлеченного бериллия на каждом из фоновых участков оказываются значительно различающимися: в частности, для напряженности 2,5 В/см количество бериллия изменяется от 40 мкг до 160 мкг.

Природа нелинейности на первом интервале кривых может быть связана с соизмеримостью электрохимического и не электрохимического механизмов извлечения (диффузионного). Природа нелинейности на третьем (последнем) интервале может быть обусловлена увеличением концентрации других носителей тока за счет разрушения закрепленных форм нахождения элементов. Косвенным подтверждением этому может служить характер зависимости между величинами тока ( $I$ , мА) и напряженностью электрического поля ( $E$ , В/см) (см. рис. 1, кривая б). Она соответствует наблюдениям на всех участках, является среднестатистической и имеет вогнутый вид с заметным изменением наклона на интервале Б—В. На этом интервале увеличение силы тока приводит к незначительному росту напряженности поля, что может свидетельствовать об увеличении количества носителей тока в среде. Удельное сопротивление почвы в районе ЭЛПР при этом резко уменьшается с 700—800 Ом·м до 300—400 Ом·м. Точка перегиба кривых на графике  $E - I$  (см. рис. 1), соответствующая 125 мА, может быть определена как критическая, определяющая состояние среды, выше которой начинается заметное разрушение закрепленных форм.

Таким образом, область рабочей напряженности электрического поля соответствует интервалу А — Б на кривых 1—4 (см. рис. 1). На основании полученных данных оптимальный режим извлечения достигается в интервале напряженности электрического поля  $E = 0,7$  В/см — 1,75 В/см, для  $\rho_k$  700—900 Ом·м, что соответствует силе тока  $I$  от 50 мА до 125—150 мА.

Поиски редкометалльных месторождений методом ЧИМ осуществили выбранным режимом извлечения в пределах площадей, на которых ранее биогеохимическими методами, в том числе и методом подвижных форм, выявлены нечеткие аномалии редких элементов.

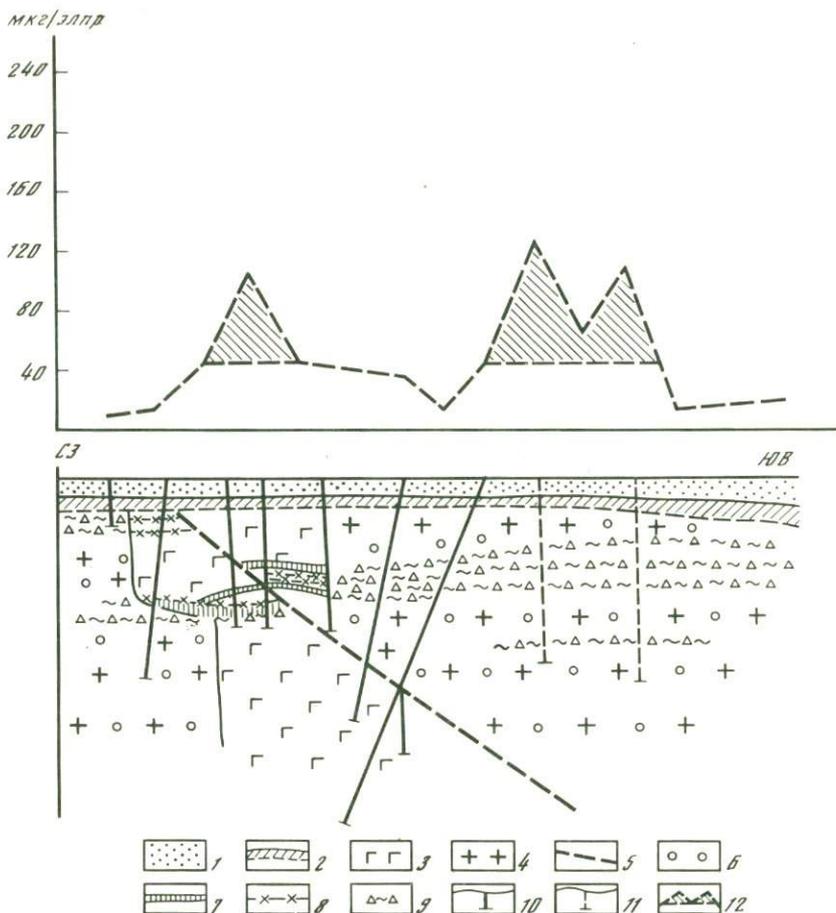


Рис. 2. Результаты применения метода ЧИМ при поисках редкометального оруденения

1 — четвертичные образования; 2 — кора выветривания; 3 — диабазы мелкозернистые расланцованные; 4 — граниты биотитриптековые мелкозернистые; 5 — разрывное нарушение; 6 — окварцевания; 7—9: метасоматиты: 7 — кварц-амфибол-альбитовые, 8 — альбит-биотитовые, 9 — кварц-альбит-калиевополевошпатовые; 10, 11 — скважины: 10 — пробуренные до применения метода ЧИМ, 11 — пробуренные для проверки аномальной зоны ЧИМ и подтвердившие ее; 12 — содержание редких элементов (заштрихованы аномальные концентрации)

Так как эти аномалии в плане могут быть смещены относительно рудных тел на 100—200 м, площадь работ методом ЧИМ на 200—300 м шире ранее выявленной аномальной зоны. Профили ЧИМ через 50 м располагали вкрест основных геологических структур района. Шаг опробования составлял 20 мг, расстояние анод — катод составляет свыше 500 м, время извлечения 20 час. Ежедневно отбирали 28 проб, что соответствовало производительности съемки методом ЧИМ 550 пог. м/сутки. Отобранные пробы направляли на химический анализ в лабораторию. Методику анализа выбрали с таким

расчетом, чтобы его чувствительность была не меньше фоновых значений искомого элемента, точность соответствовала допускам, принятым для количественного анализа, производительность составляла не меньше 28 проб в день. Для анализа цинка, свинца, меди таким требованиям удовлетворяла инверсионная вольтамперометрия с накоплением, для бериллия — спектрофотометрический анализ с индикатором хромазурол S, для других редких элементов временно применяли недостаточно удовлетворяющий вышеуказанным требованиям эмиссионный спектральный анализ сухих остатков проб.

Данные анализа отображали в виде графика концентраций элемента по профилю с горизонтальным масштабом 1:5000, вертикальный масштаб принимали таким, чтобы фоновые колебания не превышали нескольких миллиметров, а аномальные — достигали 5—10 см. На графике выделяли минимально-аномальный уровень, равный 2 Б; в процессе интерпретации участки графика, превышающие по вертикали 2 Б, а по горизонтали 50 м, условно принимали за аномальную зону ЧИМ. Особо интересны аномальные зоны ЧИМ, которые по простиранию прослеживались на параллельных профилях. Аномальные зоны, не прослеживаемые параллельными профилями, и аномалии, имеющие ширину по профилю менее 50 м, как показали наши исследования, приурочены к слабоминерализованным тектоническим нарушениям. Местоположение рудных тел в наших условиях обычно устанавливалось методом ЧИМ по концентрациям извлеченного бериллия, превышающим фоновые в 5—10 раз. Рудные тела прослеживаются в плане в виде участков, ограниченных аномальными изоконцентрациями бериллия.

Результаты применения метода ЧИМ для поисков редкометального оруденения приведены на рис. 2. Ряд скважин в пределах дайки диабазов вскрыл редкометальное рудное тело, которое по данным бурения единичных сважин за контактами дайки во вмещающих биотит-рибекитовых гранитах не прослеживалось. Однако профилями ЧИМ, пройденными над этими гранитами, в 200—300 м южнее вскрытого рудного тела, была выявлена обширная аномальная зона редкометального состава. Рекомендованные нами две скважины в контурах данной аномальной зоны вскрыли несколько интервалов с кондиционным оруденением редких элементов. Это позволило значительно расширить площадь рудного поля месторождения и увеличило перспективы для постановки поисково-оценочного бурения.

**МЕТОДИКА МАТЕМАТИЧЕСКОЙ ОБРАБОТКИ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ С ЦЕЛЬЮ КОЛИЧЕСТВЕННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА**

Одну из важнейших геологических задач составляют поиски слепых рудных тел и погребенных месторождений, которые являются важным резервом открытия новых крупных месторождений на площадях, где палеозойские породы перекрыты молодыми осадками мощностью от 10 до 100 м. Суммарная площадь таких районов в Казахстане составляет около 520 тыс. км<sup>2</sup>.

При поисках месторождений полезных ископаемых в таких районах особое значение приобретает оценка положения и масштабов оруденения на глубине с помощью количественных методов.

Нами приводится методика обработки данных геохимических наблюдений с привлечением геофизической и геологической информации, позволяющая выявлять наиболее перспективные участки и аномалии на исследуемой площади и производить количественную оценку связанного с ними оруденения.

Любые математические преобразования геохимических данных делаются для извлечения сведений о местонахождении, типе и запасах полезных ископаемых. Оптимальным для каких-либо условий является метод, извлекающий из имеющихся данных при имеющихся средствах максимальную информацию такого рода. Следовательно, выбор метода обработки полученных данных зависит от степени изученности территории.

Поэтому описываемая методика предусматривает последовательное выполнение следующих операций.

1. Предварительная обработка информации с оценкой ошибок наблюдений и законов вероятностного распределения исследуемых величин.

Эта обработка необходима, так как практически все количественные наблюдения при геохимических исследованиях производятся со случайными ошибками, зависящими от метода и условий измерений. Эти ошибки увеличивают дисперсию результатов измерений, накладываясь на изучаемые геохимические поля. Поэтому для оценки качества работ и для суждения об изучаемых изменениях наблюдаемых полей необходима статистическая характеристика этих ошибок, т.е. оценка погрешностей измерений в конкретных условиях и исключение ее из результатов наблюдений.

Для выполнения таких работ разработан алгоритм и составлена программа оценки точности геохимических наблюдений по двум сериям измерений. В программе проводится дисперсионный анализ результатов измерений, позволяющий получать отдельно оценки погрешностей двух серий измерений и изучаемые изменения измеряемой величины (ее природной дисперсии).

Статистический анализ распределений концентрации химических элементов применяется для оценки законов их вероятностного распре-

деления, проведения корреляционного и линейного регрессионного анализов.

Полученные данные могут быть использованы самостоятельно, например, для оценки параметров геохимического фона, установления ассоциаций химических элементов и т.д. Кроме того, результаты статистического анализа могут быть использованы в дальнейших построениях геохимических моноэлементных карт, разрезов и отображений геохимических полей в виде карт комплексных геохимических показателей, а также при количественной оценке геохимических аномалий.

2. Построение геохимических моноэлементных карт, разрезов, графиков с предварительным оптимальным сглаживанием шумовой составляющей поля.

При построении карт и графиков геохимических полей встает задача отображения тех составляющих, которые обусловлены изучаемыми процессами.

Часто априори неизвестны природа полей и число возмущающих объектов. В таких случаях сейчас обычно интуитивно выбираются параметры сглаживания шумов: размеры скользящего окна, по которому проводится усреднение, или вид аппроксимирующей функции и число параметров в ней, уровень значимости при использовании обычных статистических критериев и т.п.

Для устранения этого субъективизма и повышения точности получаемых выводов нами производится отображение геохимических полей, основанное на принципах ранговой аппроксимации [2]. Эти принципы позволяют относительно полно выделять полезную составляющую поля при различной априорной информации об изучаемых функциях и помехах. Особенностью алгоритмов ранговой аппроксимации является обеспечение сходимости по значениям (вероятности) выбираемой аппроксимирующей функции к истинной при увеличении плотности точек используемых измерений с взаимно независимыми значениями шумовых сигналов, т.е. при ненулевых случайных ошибках измерений.

Оптимальное построение геохимических моноэлементных карт, графиков позволяет в ряде случаев выявить на закрытых площадях слабоконтрастные аномалии, наметить первоочередные площади для дальнейших исследований. В настоящее время нередко выполняется спектральный анализ на 30—40 химических элементов. Рассмотрение такого числа моноэлементных карт затруднительно и может привести к разноречивым выводам. В таких случаях рекомендуется использование карт комплексных (многомерных) геохимических полей.

3. Построение комплексных геохимических полей.

Один из видов таких карт представляют карты мультипликативных показателей и индикаторных отношений, использовавшихся ранее для решения ряда вопросов геохимии, но нашедших широкое применение при поисках месторождений после специальных работ, проведенных С.В. Григоряном [1] и А.П. Солововым [4].

Метод построения этих карт отличается простотой вычислений, низкими затратами машинного времени и возможностью выполнять

вычисления вручную без использования ЭВМ. В то же время применение упомянутой выше ранговой аппроксимации резко улучшает получаемые при этом результаты за счет оптимизации подавления шумов и выделения полезной составляющей отображаемого поля.

При увеличении количества признаков в мультипликативном показателе имеется риск усиления влияния шумов и снижения информативности комплексного поля. Поэтому мультипликативные показатели и индикаторные отношения целесообразно применять при наличии априорной информации о возможном типе руд в изучаемом районе и о проявлении определенного типоморфного комплекса химических элементов, характерных для этих руд.

Для первого исследования территорий и поиска месторождений неизвестных видов нами предлагается использовать показатель, который может работать при отсутствии таких сведений.

Этот показатель рассчитывается для каждой точки геохимических, геофизических и других геологических наблюдений следующим образом.

Пусть на изучаемой территории имеются данные наблюдений по  $n$  точкам, и каждая точка характеризуется  $m$  признаками (например, концентрациями  $m$  химических элементов). Тогда перспективность на некоторой рудообразующий элемент ( $C_i$ ) в  $i$ -ой точке опробования определяется величиной комплексного показателя:

$$Q_{il} = \sum_{k=1}^m \frac{r_{kl}^c}{\sum_{j=1}^m |r_{jk}|} \cdot \frac{u(C_{ik}) - \overline{u(C_k)}}{\sigma[u(C_k)]}, \quad (1)$$

где  $u$  — нормализующая функция (например,  $u(C_k) = \lg C_k$ , если  $C_k$  концентрация элемента, распределенного по логнормальному закону);  $\sigma[u(C_k)]$  — стандартное отклонение величин  $u(C_k)$ ;  $u(C_k)$  — оценка среднего значения  $u(C_k)$ ;  $r_{jk}$  — коэффициент парной корреляции величин  $u(C_k)$  и  $u(C_j)$  элементов с номерами  $K$  и  $j$ ;  $r_{kl}^c$  — весовой коэффициент корреляции, который вычисляется по формуле:

$$r_{kl}^c = \frac{\sum_{i=1}^n C_{il} [u(C_{ik}) - \overline{u(C_k)}] \cdot [u(C_{il}) - \overline{u(C_l)}]}{\sqrt{\sum_{i=1}^n C_{il} [u(C_{ik}) - \overline{u(C_k)}]^2 \cdot \sum_{i=1}^n C_{il} [u(C_{il}) - \overline{u(C_l)}]^2}}. \quad (2)$$

Величины  $\sigma[u(C_k)]$ ,  $[u(C_k)]$ ,  $r_{jk}$ ,  $r_{kl}^c$  вычисляются по данным наблюдений в  $n$  точках на исследуемой территории.

Полная относительная перспективность в  $i$ -ой точке на совокупность рудообразующих элементов определяется выражением

$$Q_i = \sum_{l=1}^d \exp(Q_{il}), \quad (3)$$

где  $d$  — количество рудообразующих элементов.

Комплексный показатель отражает отличие значений нормализующих функций наблюдаемых величин от фоновых значений в долях их стандартного (среднеквадратического) отклонения в  $m$ -мерном пространстве признаков. Чем больше значение  $[u(C_{ik}) - \overline{u(C_k)}] / \sigma[u(C_k)]$

в формуле (1), тем более редкой является величина  $C_{ik}$ . Величина  $1/\sum_{j=1}^m r_{jk}$  в формуле (1) выражает значимость  $k$ -го элемента при прогнозировании: чем большее число элементов с ним коррелированы и дают нам ту же информацию, тем меньше его значимость. Величина  $r_{ki}$  отражает связь  $k$ -го элемента с относительно высокими концентрациями рудообразующего элемента. Учитывать эту связь необходимо, так как низкие концентрации рудообразующего элемента не представляют поискового интереса.

В формулу (1) можно ввести дополнительное взвешивание по экономической цене элементов.

Результаты расчетов представляются на карте в виде линий равных значений показателя. Чем выше полученное значение показателя в точке, тем больше вероятные запасы руд, которые могут быть обнаружены в этой точке на глубине. В участках с максимальными значениями  $Q_{ii}$  указываются элементы в порядке уменьшения соответствующих им значений  $Q_i$ . Построенные таким образом ассоциации элементов имеют важное значение для геологических выводов и обоснования дальнейших исследований.

Для уменьшения влияния помех (ошибок наблюдений, природных случайных флуктуаций содержаний элементов) к полям каждого из рассматриваемых элементов применяется оптимальная аппроксимация [2].

При вычислении комплексного показателя аналогично с концентрациями химических элементов  $C_k$  могут быть использованы геофизические и другие признаки, информативные при поисках месторождений.

Проведенные построения полей комплексного показателя в районе свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана показали, что предложенный метод позволяет представить информацию в сжатом виде. Комплексное поле, построенное без ориентации на какой-либо тип оруденения, фиксирует все перспективные участки района. Построены также комплексные поля для выявления конкретных типов руд (свинцовых, цинковых), которые зафиксировала все их проявления.

Описанный метод позволяет однотипно обрабатывать данные по большим территориям, используя при расчете большое количество элементов без значительного риска увеличения влияния шумов, так как при вычислениях автоматически оцениваются и учитываются закономерности распределения каждого из элементов.

Преимущества метода подтвердились при практических исследованиях.

#### 4. Количественный прогноз оруденения.

При наличии обучающего материала, т.е. при поиске месторождений, имеющих хотя бы частично общие черты с уже изученными, из геохимических данных может быть извлечена гораздо большая полезная информация.

Для этого нами используется оптимизированная регрессия подземных запасов руды на геохимические, геофизические и другие

геологические признаки, наблюдаемые на поверхности Земли или на малой глубине. Эта регрессия основана на упоминавшемся методе оптимальной аппроксимации и на последовательной схеме включения признаков в уравнение регрессии [2, 3].

Построение обычной регрессии заменено последовательным построением нескольких оптимизированных функций с автоматическим выбором оптимальных не только значений параметров, но и порядка и вида функции, т.е. оптимальной математической модели. Кроме того, автоматически упорядочивается ввод признаков в регрессию в зависимости от их информативности. Алгоритм вычислений реализован на ЭВМ.

Для подготовки материала обучения используются данные по изученным месторождениям и рудопроявлениям. По каждому объекту обучения оцениваются запасы сырья и значения геохимических, геофизических и геологических признаков, на которые необходимо построить регрессию. Материал обучения должен отображать изучаемые закономерные связи между масштабами, интенсивностью оруденения, уровнем его эрозионного среза, с одной стороны, и распределением химических элементов в их ореолах — с другой. Соответствующий этим требованиям материал обучения можно получить, если в качестве регрессируемой величины взять удельные запасы, т.е. количество металла, находящегося под единицей площади ( $m^2$ ) горизонта опробования.

Рассматриваемый метод позволяет, используя построенную функцию регрессии, прогнозировать удельные запасы по геохимическим, геофизическим и другим данным, т.е. оценить количество руды под каждым квадратным метром исследуемой территории. Получаемые карты удельных запасов отображают в виде изолиний проекцию месторождений на поверхность опробования в направлении движения рудообразующего вещества. Значение интеграла прогнозных удельных запасов по площади, ограниченной заданным контуром, численно равно прогнозируемому количеству металла под площадью, ограниченной данным контуром. При задании возможной глубины оруденения можно определить среднюю концентрацию полезного компонента в указанном объеме, а также его бортовую концентрацию, соответствующую заданной изолинии удельных запасов.

Как и при построении комплексных полей, для уменьшения влияния шумов на регрессию и на результаты прогноза к полям каждого из признаков применяется оптимальная аппроксимация.

Функции регрессии, получаемые по обучающему материалу, могут быть довольно сложными. Для их использования при поисках новых месторождений желательно применять электронные вычислительные машины. Но возможно также представление этих функций в виде номограмм (палеток). Палетки представляют собой планы изолиний поверхности регрессии на каждом шаге в системе координат соответствующих признаков. Последовательное применение палеток позволяет оценивать значение регрессируемой величины для изучаемого объекта по комплексу признаков, без применения ЭВМ.

Существенным достоинством описанного метода (названного ша-

гово-циклической регрессией) является возможность обучения и распознавания в случаях, когда часть объектов характеризуется неполным набором признаков (хотя, разумеется, точность прогноза с уменьшением числа признаков может снижаться).

Одновременно с решением основной задачи описанная регрессия может быть использована для решения другой важной задачи — оценки информативности признаков, а следовательно и целесообразности включения этих признаков и методов их определения в комплекс исследований. Такая оценка гораздо точнее обычной оценки информативности каждого из признаков, проводимой без учета того, как используются другие признаки. В методе шагово-циклической регрессии автоматически учитывается, в частности, взаимная корреляция признаков. Существенно, что здесь учитывается не только линейная, но и любая другая корреляция, отображаемая используемыми параболическими зависимостями произвольного порядка.

На рис. 1 показаны результаты такой автоматической интерпретации геохимических и некоторых других геологических данных на участке съемки, где имеется медно-порфировое месторождение. В материал обучения вошли данные геохимического опробования восьми медно-порфировых месторождений Северного Прибалхашья, не включавших изучаемое месторождение. Для прогноза использовались данные наземного пробоотбора коренных пород. Результаты интерпретации представлены изолиниями прогнозных удельных запасов меди. Наиболее богатое оруденение оконтуривается изолиниями 500 и 1000 усл. ед. и имеет вытянутую в меридиональном направлении форму. Выделенные аномалии хорошо согласуются с контуром рудных залежей, выделенным по данным разведочного бурения, и с аномалиями вызванной поляризации (ВП).

Вычисление прогнозных запасов осуществлялось по площади, оконтуренной изолинией 500 усл. ед. Ошибка в оценке прогнозных запасов, подсчитанных по регрессии, по сравнению с запасами меди по геологическим данным составила около 70% (относительное отклонение 1,7). Это сопоставимо с точностью данных, получаемых при поисково-разведочном бурении, и во много раз определеннее заключений, даваемых по подобным исходным геолого-геохимическим данным другими распространенными сейчас методами интерпретации.

Аналогичный количественный прогноз медно-порфирового оруденения был проведен на двадцати пяти участках в районе Северного Прибалхашья. Сопоставление результатов интерпретации с данными о запасах меди по геологическим данным на известных рудопроявлениях показало примерно такую же точность прогноза, как на описанном выше месторождении. На новых участках, где таких данных не было, количественный прогноз по указанной методике позволил уточнить перспективную оценку выявленных аномалий.

Для создания обучающего материала с целью прогнозирования полиметаллического оруденения атасуйского типа в Центральном Казахстане использовались данные геохимического опробования глубоких скважин и геофизические материалы по известным месторождениям. Была построена функция регрессии на геохимические при-

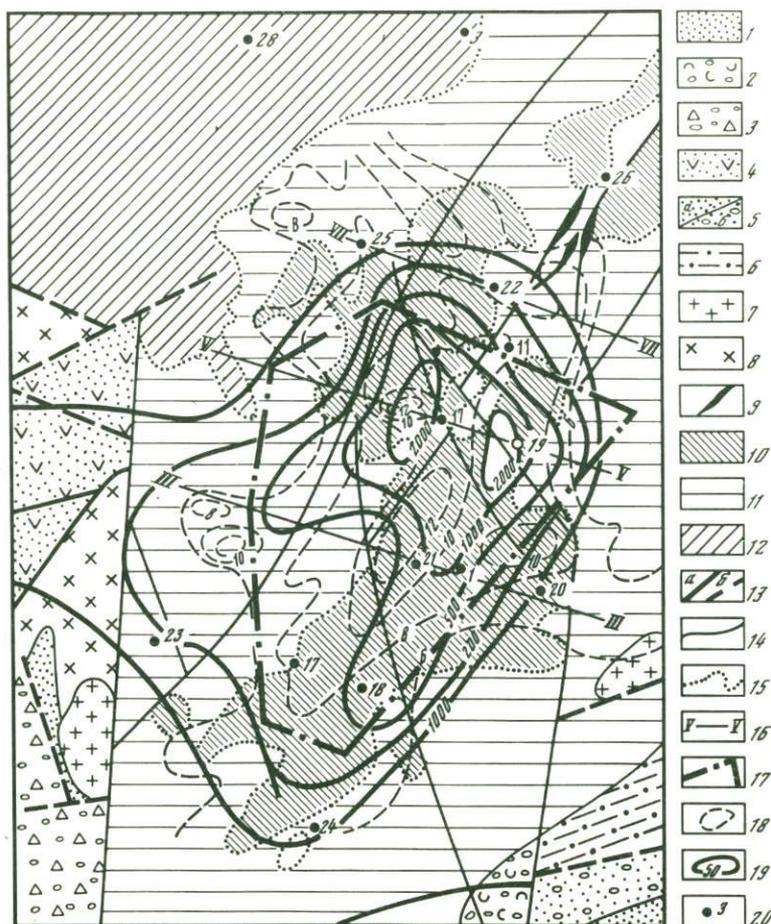


Рис. 1. Карта прогнозных удельных запасов меди района медно-порфирового месторождения на геологической основе

1 — песчаники мелкозернистые,  $C_{1n} - C_{2kl}$ ; 2 — туфоконгломераты,  $C_{1n} - C_{2kl}$ ; 3 — конгломерато-брекчия,  $C_{1v}$ ; 4 — осадочно-эффузивные образования,  $C_{1v}$ ; 5 — песчаники: а — мелкозернистые, б — грубозернистые,  $S_1 - S_2$ ; 6 — алевролиты, аргиллиты, сланцы,  $S_1 - S_2$ ; 7 — основная фаза — микрограниты, фельзит-порфиры, лейкократовые граниты; 8 — среднезернистые граносиениты, гранодиориты  $\gamma_2 C$ ; 9 — монокварциты; 10 — алунитовые кварциты; 11 — дацитовые кварциты; 12 — серицитовые кварциты; 13 — разрывные нарушения: а — достоверные, б — предполагаемые; 14 — контакты пород; 15 — границы фациальных разновидностей; 16 — профили опробования коренных пород; 17 — контур рудоносной площади; 18 — изолинии  $h_k$  ВП в %; 19 — изолинии прогнозных удельных запасов (в усл. ед.); 20 — скважины

наки (концентрации Pb, Zn, Cu, Ag, Ba, Sr, Co, Hg, Mn, As, Mo, Cd, V, Ge, Ti) с привлечением геофизических признаков (вертикальной составляющей магнитного поля, локальной составляющей силы тяжести, результатов интерпретации кривых ВЭЗ, определяющих мощность рыхлых образований) и геологического признака, характеризующего место отбора проб (из коренных пород, существенно не измененных гипергенными процессами, из зоны вторичного сульфидного обогащения, зоны выщелачивания или зоны окисления).

Построенные функции регрессии использованы для прогнозирования суммарных запасов свинца и цинка, а также глубин залегания центров тяжести руд.

Данные прогноза с помощью построенных регрессий на площади исследования отметили известное свинцово-цинковое месторождение, а также предполагаемое новое скопление руд. Применение рассматриваемой методики позволило уточнить местоположение перспективных участков и тем самым рекомендовать значительное сокращение объемов дальнейших оценочных работ.

Имеется возможность количественного прогноза с помощью шагово-циклической регрессии при отсутствии информации о возможных типах ископаемых руд на изучаемых площадях или при возможности встречи на них различных типов руд. Для этого следует использовать регрессии, построенные ранее для прогноза разных типов руд.

Выбор нужной регрессии может быть осуществлен по результатам распознавания образов, например, метода максимального правдоподобия. При этом аномалии, выявленные на изучаемой площади, сначала классифицируются по типу руд, и в соответствии с результатами такой классификации выбирается функция регрессии для дальнейшего количественного прогноза.

Таким образом, описанный метод позволяет предсказывать по геохимическим данным (желательно в сочетании с геофизическими и другими геологическими наблюдениями) не только наличие, но и тип, и масштабы оруденения, и положение руды на глубине. Получая прогнозные оценки для разных химических элементов, можно определить состав руд и их экономическую ценность с учетом элементов-примесей.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 280 с.
2. Дубов Р.И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск: Наука, 1974. 277 с.
3. Дубов Р.И., Франковская Н.М., Кошелев В.К. и др. Автоматическая количественная интерпретация геохимических данных. — В кн.: Применение автоматизированных систем и ЭВМ при геохимических исследованиях. Алта-Ата, 1977, с. 3—5.
4. Соловов А.П. Оценка полезности мультипликации и сглаживания данных при геохимических поисках. — В кн.: Применение автоматизированных систем и ЭВМ при геохимических исследованиях. Алта-Ата, 1977, с. 25—30.

**КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ДИСТАНЦИОННЫХ  
И ЛИТОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПОИСКОВ  
ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ**

Дистанционные методы изучения земной поверхности в настоящее время применяются в различных сферах народного хозяйства. Внедрение их в область геологических знаний позволяет в короткие сроки целенаправленно проводить поисковые работы на огромном пространстве.

Настоящие исследования предусматривают определение наиболее рационального комплекса геохимических методов при проведении работ по проверке данных дешифрирования материалов аэро- и космических съемок с целью выявления поискового значения отдешифрированных объектов. Исследования проведены в пределах Яно-Омолыйского междуречья применительно к сурьмяно-ртутному оруденению. Главная методическая особенность при проведении этих работ заключается в широком использовании новых источников геологической информации, какими являются космические снимки (КС) различных масштабов [4]. Изученный район охватывает южную часть Куларского горстантиклинория и северную часть Сартангского синклинория — крупных структурных элементов Верхояно-Чукотской складчатой области мезозойд. Геологическое строение региона характеризуется развитием отложений верхоянского комплекса, смятых в линейные складки субмеридионального простирания и разбитых многочисленными дизъюнктивными нарушениями; слабым проявлением магматизма, выразившимся в образовании гранитоидных массивов "поперечных" рядов и даек среднего, реже кислого состава. Терригенные породы района представлены песчаниками, аргиллитами, алевролитами пермского, триасового, раннеюрского возраста, образующими флишеидную толщу (рис. 1).

Опыт работ в складчатых районах с покровом современных рыхлых образований преимущественно элювиально-делювиального генезиса показывает, что наибольший эффект при поисках гидротермального сульфидного оруденения дает проведение комплексного литохимического опробования.

В пределах исследованной территории с целью обнаружения коренных источников сурьмы и ртути, их первичных и вторичных ореолов, оконтуривания выявленных рудных полей, поисков скрытого и слабопроявленного оруденения, оценки перспектив оруденения на глубину, выяснения характера миграции химических элементов-спутников сурьмяно-ртутного оруденения в зоне гипергенеза, получения максимального геохимического сигнала с аномальных объектов, а также для решения других важных задач опробовались: 1) минерализованные зоны дробления и вмещающие породы в горных выработках, коренных выходах и элювиальных развалах; 2) рыхлые элювиально-делювиальные образования по профилям на детальных участках, количество и площадь которых определялись по мере

выявления аномалий; а также в каждой точке наблюдения при проведении геолого-поисковых маршрутов; 3) илистая фракция руслового аллювия; 4) минералы тяжелой фракции руслового аллювия при шлихо-геологическом опробовании.

Опробование осуществлялось в соответствии с принятыми методическими рекомендациями [2]. Оценка перспектив рудоносности отцифрованных объектов проводилась от частного к общему.

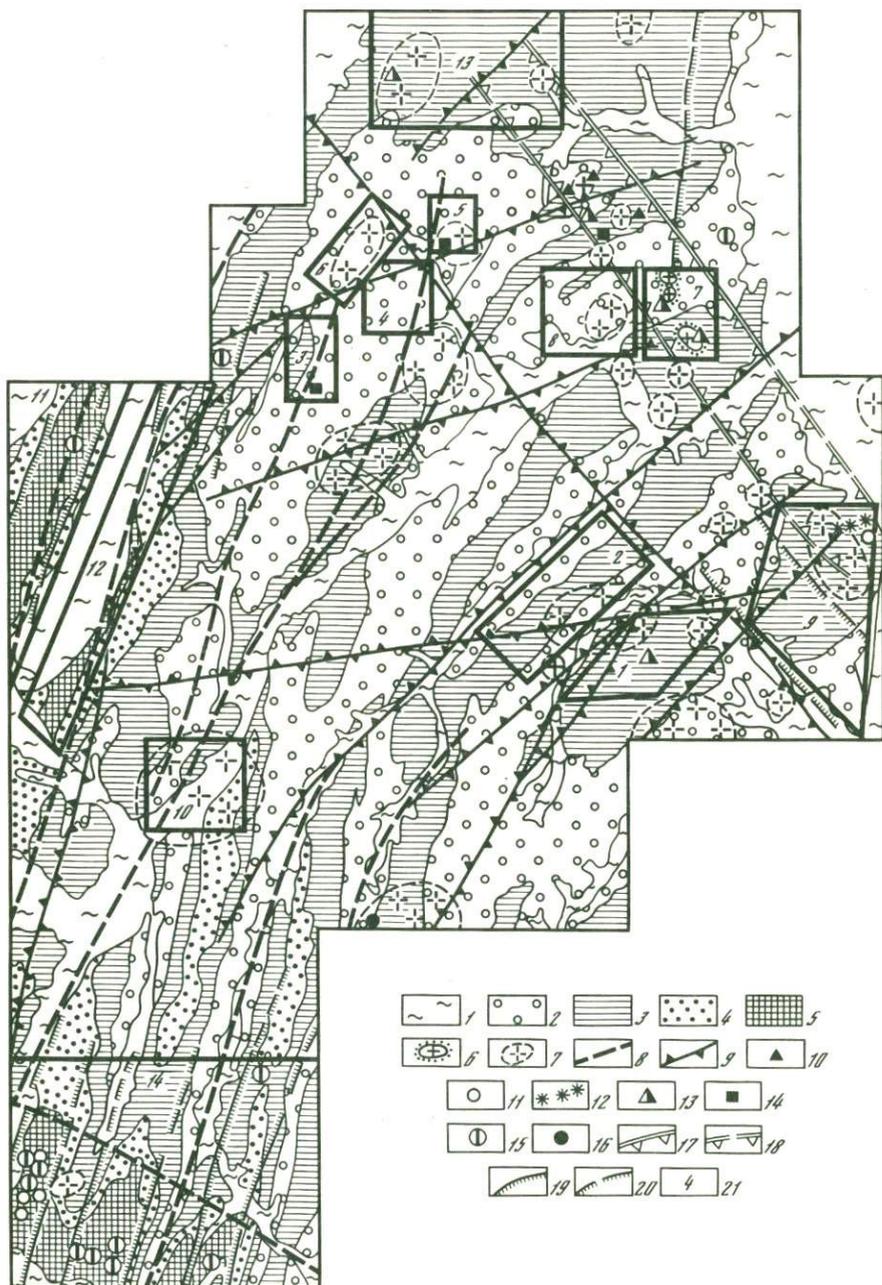
Методические работы по изучению параметров вторичных ореолов и потоков рассеяния; особенностей накопления металлов в различных образованиях при определенных ландшафтных условиях и т.д. проводились в пределах рудного поля сурьмяного рудопроявления Бетюген (рис. 2), принятого за "эталон", так как оно является крупнейшим рудным объектом территории и по своему вещественному составу представляет наиболее перспективный тип сурьмяных руд.

На участке Бетюген опробована методика укрупненного шлихового опробования для поисков гидротермальных сульфидных руд. Преимущество метода состоит в том, что металлоносность территории площадью в несколько десятков и сотен квадратных километров можно ориентировочно характеризовать по малому количеству крупных (не менее 200 л каждая) проб, отмытых в приустьевых частях, достаточно протяженных (10—15 км) и удобных для шлихования водотоков. Для определения оптимального объема исходной пробы, наиболее благоприятного места отбора шлиха и вероятной сферы его сбора были проведены опытные работы. Помимо оперативности, данный метод хорошо проявил себя как способ усиления аномалий: даже в 2,5 км ниже рудопроявления отмыто 10 знаков вторичных сурьмяных минералов. Появились предпосылки к обнаружению новых рудных тел к югу от рудного поля, где отмыт 1 знак антимонита (см. рис. 2). Ранее на прилегающих с юга водоразделах фиксировались лишь слабоконтрастные литохимические аномалии сурьмы.

Тяжелая фракция шлихов всех видов была подвергнута спектральному анализу. Высокая чувствительность шлихо-геохимического метода позволяет делать предположения о формационной принадлежности, уровне эрозионного среза размываемого объекта и предполагаемых ресурсах полезных ископаемых на площади, оконтуренной

Рис. 1. Структурно-металлогеническая схема Яно-Омолойского междуречья

1 — четвертичные образования; 2—5 — терригенные отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты): 2 — поздне-, 3 — средне-, 4 — раннетриасового возрастов, 5 — позднеспермского возраста; 6, 7 — массивы гранитоидов: 6 — выходящие на поверхность, 7 — невыемчатые, оконтуренные по данным геофизических исследований; 8, 9 — разрывные нарушения: 8 — дешифрирующиеся на космических снимках, 9 — подтвержденные данными гравиметрической и магнитной съемки и определяющие положение металлогенических зон; 10—16 — рудопроявления: 10—12 — малосульфидной кварцевой формации: 10 — галенит-сфалеритового типа, 11 — арсенипиритового типа, 12 — россыпи, 13 — касситерит-кварцевой формации, 14 — галенит-сфалеритового типа касситерит-сульфидной формации, 15 — кварц-антимонитового типа сурьмяной формации, 16 — ртути; 17—20 — границы рудных зон: 17, 18 — оловорудные: 17 — установленные, 18 — предполагаемые, 19, 20 — сурьмяные: 19 — установленные, 20 — предполагаемые; 21 — контуры опорных участков (1 — внутренняя зона Тыкахского кольца; 2 — внешняя его зона; 3 — Кырагас; 4 — Тарын; 5 — Нучча; 6 — Тара-Сала; 7 — Огун; 8 — Сергелях-Тулу; 9 — Усть-Адыча; 10 — Халбы; 11 — Североомолойский; 12 — Правоомолойский, 13 — Кыллах; 14 — Исрэдэхский узел)



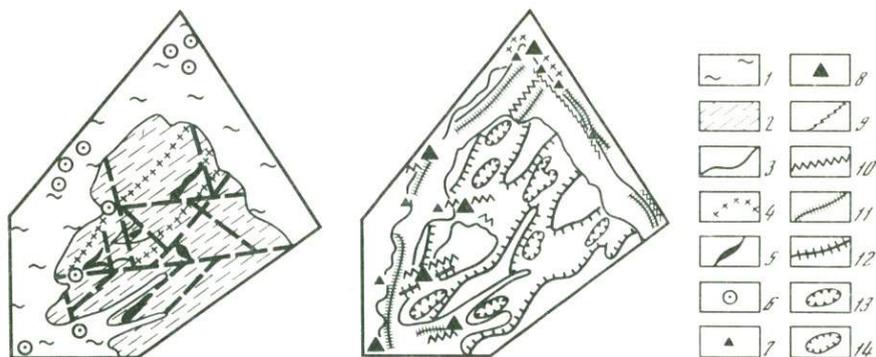


Рис. 2. Результаты опробования рудопроявления Бетюген Исэрдэхского рудного узла

1 — четвертичные образования; 2 — алевриты позднелермского возраста; 3 — разрывные нарушения; 4 — кварцевые жилы; 5 — сурьмянорудные тела; 6 — пункты отбора укрупненных шлиховых проб и параллельного литохимического опробования илистой и песчаной фракций руслового аллювия; 7, 8 — знаки минералов сурьмы в шлихах: 7 — 1—10 знаков; 8 — более 10 знаков, 9, 10 — потоки рассеяния сурьмы: 9 —  $\cdot 10^{-1}\%$ , 10 — более  $1 \cdot 10^{-2}\%$ , 11, 12 — потоки рассеяния мышьяка: 11 —  $\cdot 10^{-1}$ , 12 — более  $1 \cdot 10^{-2}\%$ ; 13, 14 — вторичные ореолы: 13 — сурьмы (более  $1 \cdot 10^{-2}\%$ ), 14 — мышьяка (более  $1 \cdot 10^{-2}\%$ )

механическим ореолом рассеяния, или (что является наиболее ценным при выборе опорных участков для оценки перспектив объектов, отдешифрированных на КС) оконтуренной сферой сбора укрупненной шлиховой пробы.

В порядке эксперимента, на эталонном участке Бетюген проведено параллельное опробование илистой и песчаной (размером менее 1 мм) фракций руслового аллювия. Сравнение результатов спектрального анализа показало, что повышенное содержание сурьмы и мышьяка в песчаной фракции фиксируется в водотоках более крупных порядков (т.е. на большем протяжении) (таблица; см. рис. 2).

Исследования, проведенные на эталонном участке Бетюген и на его южном фланге — участке Трещиноватый, показали, что потоки рассеяния наиболее характерных элементов-спутников сурьмяного оруденения — мышьяка и ртути развиваются в донных осадках на большом протяжении даже если в пределах рудного поля на дневной поверхности отмечаются лишь их слабоконтрастные аномалии. Это, в совокупности с нынеизложенным, дает новые возможности для предварительной оценки металлоносности территории по редкой сети (1 проба на 5—15 км) опробования водотоков попутно с отбором укрупненных шлихов.

Выделенные опорные участки (после наземной проверки) должны характеризовать те или иные типы отдешифрированных объектов, способствовать определению сходства или различия между этими объектами или между объектами внутри одного типа. Основным объектом, на примере которого отрабатывались различные методы определения средств сходных образований, закономерностей размещения, условий локализации сурьмяно-ртутного оруденения и прочих важных характеристик, послужила южная часть территории. Здесь в

Содержания химических элементов в илстой (числитель)  
и песчаной (знаменатель) фракциях русловых отложений водотоков участка Бетюген

№ п/п	Номер пробы	Hg· 10 <sup>-6</sup> , %	Sb· 10 <sup>-1</sup> , %	As· 10 <sup>-1</sup> , %	Ag· 10 <sup>-3</sup> , %	Pb· 10 <sup>-1</sup> , %	Cu· 10 <sup>-3</sup> , %	Zn· 10 <sup>-1</sup> , %	Co· 10 <sup>-3</sup> , %	Ni· 10 <sup>-3</sup> , %
1	4042	9,3	2	3	0,003	3	3	8	2	3
		3,7	3	4	0,003	3	3	6	1	2
2	4043	5,3	—	—	0,003	3	3	8	2	3
		6,3	—	4	0,003	3	3	8	2	3
3	4044	5,5	—	1,5	0,003	3	3	8	2	3
		3,7	—	4	0,003	3	3	8	1,5	3
4	4045	6,7	—	—	0,003	3	3	8	2	3
		3,3	—	4	0,003	3	3	6	1,5	2
5	4046	4,7	—	—	0,003	3	3	8	1,5	3
		5	2	4	0,003	3	3	8	1,5	3
6	4047	2,4	—	4	0,003	3	3	8	2	3
		2,3	4	6	0,003	3	3	10	2	3
7	4049	10	30	4	0,004	3	2	8	2	3
		10	80	10	0,005	3	3	8	2	3
8	4050	17	4	5	0,005	3	3	8	2	3
		15	8	8	0,006	3	3	8	2	3
9	4051	5,3	3	—	0,003	3	3	6	1	3
		4,0	5	2	0,003	3	2	8	2	3
10	4048	23	20	50	0,003	3	4	10	2	3
		27	40	80	0,003	4	4	15	2	3

процессе групповой геологической съемки масштаба 1:50000 выявлено 13 сурьмяно-рудных проявлений, сгруппированных в Исэрдэхский рудный узел [3]. Далее мы, в общем, рассматриваем как решить задачу оценки уровня эрозионного среза рудопроявлений по первичным ореолам и намечаем взаимосвязь рудных тел со структурами по основному и сопутствующим рудным элементам.

Для выявления характеристик ассоциаций химических элементов, взаимоотношений и количественных геохимических различий между ними, использовалась корреляционная зависимость между содержаниями элементов-спутников. Для 13 рудопроявлений (рис. 3,а) были вычислены на ЭВМ ЕС-1020 по программе МГУ-012 коэффициенты парной корреляции между содержаниями 10 химических элементов.

Корреляционные матрицы рассмотрены с точки зрения их сходства путем расчета парной корреляции между ними. Полученные новые величины рассматривались как меры расстояния между векторами, что дало возможность представления результатов в виде дендрограммы. Объекты здесь располагаются по иерархии, что подчеркивает сходство и различие группировок на основе измеряемых характеристик. Полученная дендрограмма представлена на рис. 3,е, где 13 объектов образуют две гнездовые иерархические структуры с различными свойствами: рудопроявления II и XII относятся к кварц-антимонитовому типу сурьмяной формации и образуют на дендрограмме единую группу, к которой тяготеют и другие локализа-

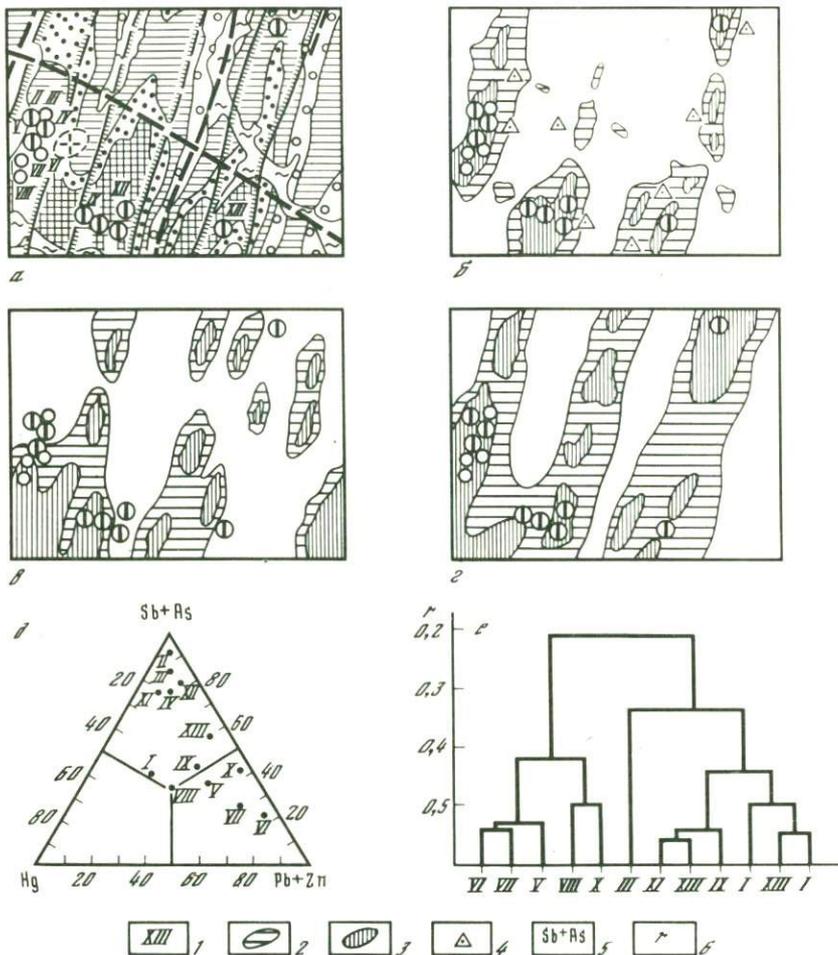


Рис. 3. Результаты интерпретации данных литохимического опробования Искрэдзхского рудного узла

*a* — структурно-металлогенетическая схема; *b—г* — мультипликативные ореолы: *b* — Sb·As·Pb·Ag, *в* — Co<sup>2+</sup>·Ni·Cu, *г* — K = Sb·As·Pb·Ag/Co<sup>2+</sup>·Ni·Cu; *д* — тройная диаграмма содержаний комплексов элементов, определяющих уровень эрозионного среза, относительно их общей суммы; *e* — дендрограмма корреляции

*1* — номера рудопроявлений: *I* — Сынгынах, *II* — Крутое, *III* — Шилгон, *IV* — Артык, *V* — Ветка, *VI* — Забавное, *VII* — Искрэдз (Северный), *VIII* — Искрэдз (Южный), *IX* — Сдыас, *X* — Чайдах, *XI* — Тиктэх, *XII* — Арга, *XIII* — Бетю-Ген; *2, 3* — мультипликативные ореолы: *2* —  $(10 \div 50) \cdot 10^{-3}$ , *3* —  $> 50 \cdot 10^{-3}$ ; *4* — максимумы плотности дизъюнктивных нарушений; *5* — среднеегеометрическое содержание комплекса элементов, определяющих степень эрозии, относительно суммы всех исследуемых величин; *6* — коэффициент корреляции

Другие обозначения те же, что и на рис. 1

ции с менее выраженными признаками, но имеющие аналогичный тип оруденения.

Рудопроявления VII и VI образуют также самостоятельную группу, характеризующую оруденение малосульфидной кварцевой формации, к которой примыкает, очевидно, близкое по типу рудопроявление VIII.

Одним из методов разбраковки сурьмяных месторождений по степени денудации может быть предложен способ изображения объектов в виде фигуративных точек на тройной диаграмме (рис. 3, д). Вершины треугольника (100%) соответствуют среднегеометрическим содержаниям химических элементов, определяющих уровень эрозионного среза. Смещение фигуративных точек к соответствующей вершине треугольника позволяет оценить глубину эрозии рудного тела. К малозеродированным относятся рудопроявления с преобладанием сурьмы и мышьяка (II, III, XIII, IX, XI, IV и т.д.), более глубокую степень денудации имеют объекты VII, VI, VIII, где в избытке свинец и цинк.

Сопоставление данных о величине денудации рудных тел и приуроченности каждого из проявлений к тому или иному геохимическому типу позволило предположить наличие сложной вертикальной зональности, которая, возможно, явилась результатом наложения сурьмяной минерализации на оруденение малосульфидной формации.

Работы, связанные с применением дистанционных методов, предполагают исследование и сравнение участков, значительно разоб- щенных в пространстве и имеющих собственные площади, исчисляемые сотнями квадратных километров. Поэтому особое значение приобретает оценка различных геохимических параметров ожидаемого оруденения по его гипергенным ореолам. Однако в этом случае необходимо увязать определения, сделанные в рудных пересечениях и во вторичных ореолах рассеяния.

Тип связей между элементами в гипергенных ореолах рассеяния зависит, в основном, от сродства их миграционных способностей и ландшафтно-геохимических условий, естественно, отличных от физико-химических условий закрытых систем, где происходила дезинтеграция гидротермальных растворов, определяющая геохимическую зональность.

Кoeffициенты остаточной продуктивности были рассчитаны [5] с целью снивелировать показатели результатов опробования коренных пород и элювиально-делювиальных образований и получить возможность в дальнейшем однозначно определять уровень эрозионного среза, проводить расчет прогнозных ресурсов и других геохимических параметров рудных тел по гипергенным ореолам рассеяния.

На основании анализа ландшафтно-геохимических карт сведения о миграции химических элементов можно перенести по методу аналогии на территории других опорных участков.

Для территории Исэрдэхского рудного узла на основании спектрального анализа около 6000 проб отдельно для рыхлых элювиально-делювиальных образований и илстой фракции руслового аллювия по программе MULTI-4 в ВЦ ИМГРЭ были вычислены мультипликативные показатели для надрудного  $Sb \cdot As \cdot Pb \cdot Ag$  и подрудного

$\text{Co}^2 \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cu}$  комплексов элементов, а также значения коэффициента зональности  $K_3 = \frac{\text{Sb} \cdot \text{As} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Ag}}{\text{Co}^2 \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cu}}$ .

Специальными исследованиями [1] установлено, что в верхних частях рудных тел более широкие и контрастные по значению ореолы образуют элементы надрудного комплекса, а менее широкие и контрастные ореолы образуют подрудные элементы. Прикорневые части оруденения характеризуются обратной закономерностью в развитии ореолов. Отсюда величина показателя зональности ( $K_3$ ) обратно пропорциональна глубине эрозии.

Анализ мультипликативных ореолов и потоков рассеяния Исэрдэжского рудного узла привел к следующим выводам (см. рис. 3):

- 1) наиболее контрастные значения надрудного комплекса элементов приурочены к сводам антиклиналей, где вскрываются пермские отложения, наименее контрастные величины — к центральным частям синклиналей;
- 2) стабильно высокие содержания  $\text{Co}^2 \cdot \text{Ni} \cdot \text{Cu}$  отмечаются над образованием триаса и поздней перми;
- 3) величины  $K_1$  вдоль осей синклиналей низки и малоконтрастны, степень денудации отдельных блоков в пределах положительных структур различна, но общий уровень эрозионного среза антиклиналей выше, чем отрицательных структур;
- 4) такое соотношение над- и подрудных ореолов указывает, что на большей части района минимальная глубина формирования рудных тел определялась верхними горизонтами перми, выше которых происходило образование надрудной минерализации;
- 5) при общей направленности ореолов вдоль основных рудоконтролирующих структур в их конфигурации наблюдаются апофизы и виргации, совпадающие с направлениями разрывов иных простираний;
- 6) большинство наиболее контрастных аномалий надрудного комплекса располагается по периферии участков с максимальной плотностью дизъюнктивных нарушений на расстоянии 3—6 км от центров этих участков;
- 7) все известные крупные моноореолы  $\text{Sb}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Hg}$  дублируются аномалиями  $\text{Sb} \cdot \text{As} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Ag}$  высшей контрастности; дублируются также шлиховые ореолы антимонита, не подтвержденные ореолами  $\text{Sb}$  и усиливаются слабоконтрастные моноэлементные ореолы;
- 8) шлиховые ореолы касситерита не сопровождаются ореолами  $\text{Sb} \cdot \text{As} \cdot \text{Pb} \cdot \text{Ag}$ , что согласуется с выводом об отсутствии в районе его коренных источников;
- 9) средне- и слабоконтрастные ореолы сурьмы, не подтвержденные мультипликативными аномалиями, расположены, в основном, в поле развития триасовых отложений и связаны с локальными участками рассеянной минерализации;
- 10) всего в районе выявлено 53 высококонтрастных аномалий надрудного комплекса; из них 18 — эродированы мало, 11 — эродированы средне и 23 — связаны с рассеянной минерализацией или подрудными уровнями размывших тел;
- 11) характер распределения элементов в потоках рассеяния в целом сходен с данными, полученными по вторичным ореолам, и в дальнейшем рекомендуется принять опробование донных осадков как основное для получения представления о закономерностях размещения полезных ископаемых того или иного региона.

Участки, выделенные по результатам дешифрирования КС и аэрофотоснимков (АФС) для наземной проверки, призваны характеризовать объекты или совокупности этих объектов, различающиеся между собой по изображению на дистанционных снимках. Эти различия отражают современные ландшафтные условия, геологическое строение и историю тектонического развития исследуемой территории. Если интересующие нас образования имеют геологическую природу, резонно предположить и отличия связанных с ними геохимических совокупностей и на этом основании сделать выводы о возможной металлогенической специализации отдешифрированных объектов.

Всего в районе было выделено, исследовано и проанализировано 14 опорных участков.

Сходство структурного положения выделенных объектов состоит в том, что все они приурочены к присводовым частям крупных складок субмеридионального и северо-восточного простирания, образованных породами верхоянского комплекса.

Магматические образования проявлены слабо. На участках 1, 5, 9, 13 и 14 отмечены единичные дайки среднего и кислого состава. Проявления гранитоидного магматизма установлены на участках 7 (штоки, выходящие на современную дневную поверхность) 5, 9 и 10 (невскрытые, проявленные полями роговиков). Минерализованные зоны дробления развиты в пределах каждого участка достаточно широко (всего опробовано около 1400 самостоятельных зон) и представлены, в основном, жилами молочно-белого сливного и друзового кварца, линейными зонами прожилкового прокварцевания, брекчиями с халцедоновидным серым кварцем, зонами дробления с кварц-карбонатным цементом и линейными зонами аргиллизации.

В рамках участков 1, 5—10, 13 на КС проявлены кольцевые образования различного диаметра, а площади 2, 3, 11, 12, 14 характеризуют принципиально отличный дешифрирующийся признак — пересечение протяженного линеамента северо-восточного направления с локальными образованиями северо-западного простирания, читающимися на снимках в виде пунктирных линий (см. рис. 1).

В ходе исследований сделана попытка доказать генетическое средство (или отличие) кольцевых структур, оконтуривающих гранитоидные массивы, и аналогичных образований, природа которых оставалась невыясненной. Кроме того, ставились следующие вопросы: 1) определить степень влияния на территорию участков 2, 4 и т.д. геологических объектов, контролирующих смежные кольцевые образования, и узлов пересечения линеаментов северо-восточного и северо-западных румбов; 2) установить общность и различия участков, имеющих однотипные дешифрирующиеся признаки.

Поставленные задачи решались методом исследования соотношения средних содержаний полезных компонентов в минерализованных зонах дробления различного состава и направления, развитых в пределах каждого из анализируемых объектов.

Для исследования металлогенической специализации зон выбраны три комплекса химических элементов.

Первый —  $10000 \text{ Ag} + 10 \text{ Sn} + \text{As}$ , где множители 1000 и 10 введены для уравнивания порядков содержаний химических элементов, — выявляет возможность проявления рудной минерализации кварц-мало-сульфидной формации. Второй —  $2 \text{ Sb} + \text{As}$ , где коэффициент 2 уравнивает количество элементов в каждом комплексе, — должен характеризовать сурьмяное оруденение. И в тот, и в другой комплекс включен мяшьяк, так как известны две разнотемпературные группы его минералов. Третий комплекс химических элементов —  $\text{Pb} + \text{Cu} + \text{Zn}$  определяет возможный источник полиметаллической минерализации [1].

Наиболее удобным при сравнении объектов, в данном случае, представляется метод изображения их в виде фигуративных точек на тройной диаграмме (рис. 4).

Результирующая тройная диаграмма (рис. 3,к) отражает близость среднего состава полезных компонентов в минерализованных зонах дробления опорных участков 1, 5—10, 13, которые образуют узел фигуративных точек, отстоящий от узла близрасположенных между собой объектов 2, 11, 12, 14, и 3, что подтверждает генетическое сродство морфологически сходных дешифрирующихся признаков.

Сопоставление данных дешифрирования космических снимков, анализа вещественного состава минерализованных зон дробления и средних содержаний полезных компонентов привело к следующим выводам.

1. Исследованные кольцевые образования независимо от их диаметров имеют единую природу и связаны со становлением нескрытых интрузивных массивов.

2. В пределах конкретных кольцевых структур глубина залегания нескрытых интрузий различна, что подчеркивается изменением соотношения низко- и высокотемпературных минеральных образований.

3. Внутри объектов, дешифрирующихся как кольца, в общем случае возможна временная и пространственная разобщенность кварц-мало-сульфидной и сурьмяной минерализации в зонах дробления различного состава, и лишь в зонах аргиллизации и минерализованных зонах дробления с халцедоновидным кварцем, развитых вблизи кислых магматических образований, вероятны телетермальные проявления сурьмы.

4. Анализ минерализованных зон различных направлений показывает, что близость интрузий благоприятна для локализации минералов ранней кварц-мало-сульфидной формации в относительно мелких оперяющих трещинах меридионального и широтного азимутов. На среднем удалении для этого процесса уже подходят физико-химические условия полостей крупных разрывов северо-восточного и северо-западного простирания. Вдали от массивов наиболее вероятны проявления сурьмяной формации.

5. Такое несоответствие в условиях размещения сурьмяного оруденения, определяемых минералогическим и структурно-тектоническим факторами, указывает на то, что обнаружение промышленных концентраций руд данного типа во внутренних частях кольцевых образований теоретически невозможно.

6. На металлогеническую специализацию узлов пересечения ре-

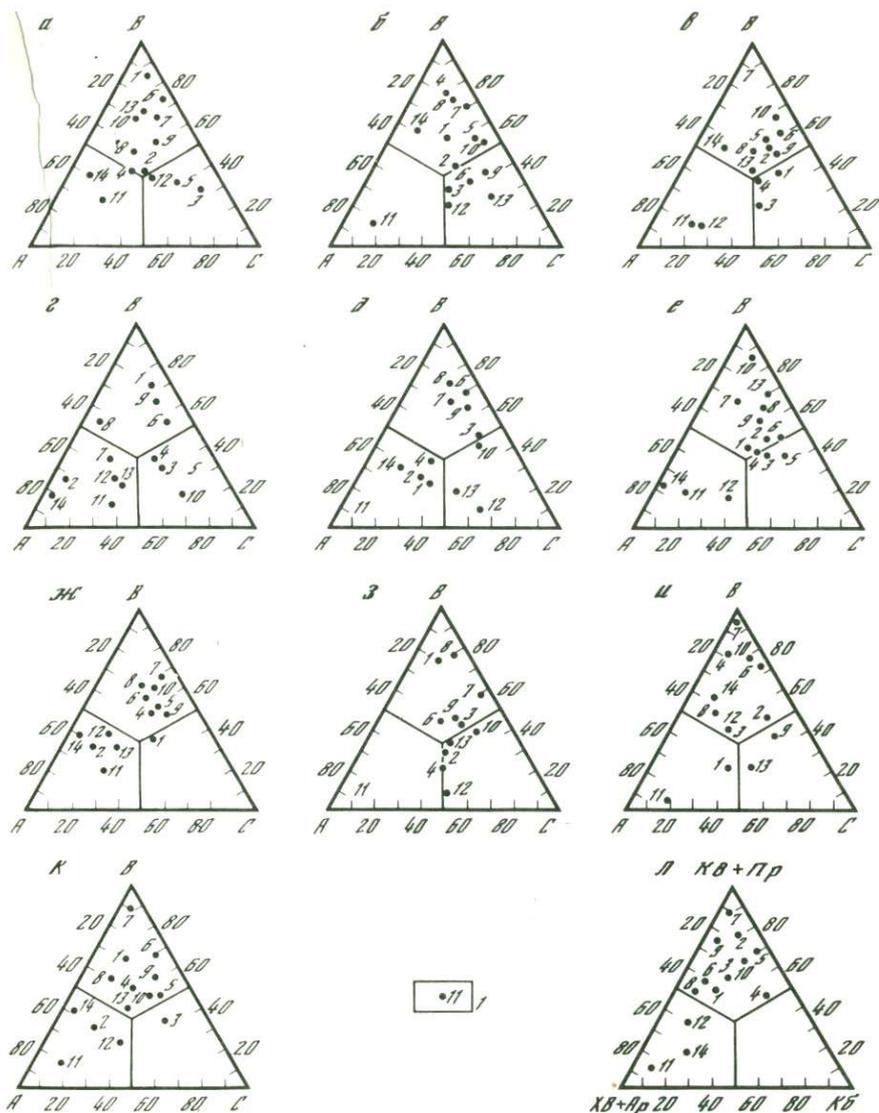


Рис. 4. Тройные диаграммы металлогенической специализации минерализованных зон дробления опорных участков, выделенных по данным дешифрирования КС

а — кварцевые жилы; б — линейные зоны тонкопрожилкового прокварцевания; в — зоны дробления с кварц-карбонатным цементом; г — зоны дробления с халцедоновидным кварцем; д — линейные зоны аргиллизации; е-и — минерализованные зоны дробления: е — СВ, ж — СЗ, з — субширотного, и — субмеридионального простирания; к — результирующая тройная диаграмма металлогенической специализации опорных участков по данным опробования всех минерализованных зон; л — тройная диаграмма минералогического состава зон дробления, развитых в пределах опорных участков

Содержание исследуемой величины относительно суммы всех трех сравниваемых факторов: А —  $2\text{Sb} + \text{As}$ ; В —  $100\text{Ag} + \text{Sn} + \text{As}$ ; С —  $\text{Pb} + \text{Cu} + \text{Zn}$ ; XB + Ap — минерализованные зоны дробления с халцедоновидным кварцем и линейные зоны аргиллизации; KB + Пр — кварцевые жилы и линейные зоны тонкопрожилкового прокварцевания; KB — минерализованные зоны дробления с кварц-карбонатным цементом

1 — фигуративные точки опорных участков и номера этих участков

гиональных линейментов северо-восточного и локальных линейных объектов северо-западного простирания характер разрывной тектоники оказывает большее влияние, чем близость гранитоидных тел, хотя последние также имеют рудоконтролирующее значение.

7. Участки такого взаимодействия линейных объектов, расположенные в относительной близости к невоскрытым интрузивным массивам, характеризуются преимущественным развитием жил молочно-белого кварца и зон прокварцевания. Удаленные от всевозможных кольцевых образований участки отличаются явным возрастанием удельной роли низкотемпературной минерализации.

8. Вблизи узлов пересечения разрывных дислокаций северо-восточного и северо-западного направления проявления сурьмяной минерализации наиболее вероятны в зонах дробления с халцедоновидным кварцем и в линейных зонах аргиллизации. Близость участков к невоскрытому интрузивному массиву, возможно, контролирует пространственное размещение сурьмяных локализаций.

9. Вероятность обнаружения рудопроявлений кварц-малосульфидной формации снижается с удалением от интрузий. Для полиметаллической минерализации характерна обратная зависимость.

10. Для локализации полиметаллов благоприятны локальные секущие трещины, удаленные от интрузивных образований, а не крупные складчатые разломы северо-восточного простирания, имеющие глубокое заложение и, очевидно, выполняющие рудоподводящие функции. На основе полученных данных в дальнейшем выбор и прогнозирование металлогенической специализации объектов представляется возможным делать непосредственно по результатам дешифрирования КС. Оценку перспектив рудоносности выделенных территорий и прогнозирование рудных зон, узлов и полей на первой стадии целесообразно проводить по редкой сети, используя пробы, со значительной сферой сбора материала (укрупненные шлихи, шлихогеохимия и т.д.). Разработку рудных участков, их оценку и выявление рудных локализаций рекомендуется делать по результатам интерпретации мультипликативных аномалий в донных осадках с учетом характера миграции химических элементов в зоне гипергенеза. Рассчитанные коэффициенты остаточной продуктивности необходимы при определении прогнозных ресурсов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бегс А.А., Григорян С.В. Геохимические методы поисков и разведки твердых полезных ископаемых. М.: Недра, 1975. 279 с.
2. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1965. 227 с.
3. Масленников В.В. Условия локализации сурьмяно-ртутного оруденения Северного Верхоянья. — Сов. геология, 1977, N 5, с. 115—125.
4. Рассолов В.А., Кузин И.А. Методические особенности оценки перспектив рудоносности объектов, одешифрированных на КС. — В сб.: Использование аэро-космоматериалов при региональных геологических исследованиях и прогнозной оценке полезных ископаемых. М., 1980.
5. Соловов А.П., Матвеев А.А., Ряховский В.М. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М.: Изд-во МГУ, 1978. 184 с.
6. Федорчук В.П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы. — Разведка и охрана недр, 1974, N 8, с. 4—12.

**РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ  
РТУТОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОИСКОВ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Ртутометрический метод поисков рудных месторождений был, как известно, предложен А.А. Сауковым и в дальнейшем развивался его учениками. Он получил широкое признание в СССР; в 1983 г. Государственный комитет СССР по делам открытий и изобретений зарегистрировал как открытие № 2/9 "Закономерность распределения ртути в лито- и атмосфере" (А.А. Сауков, Н.А. Озерова, В.З. Фурсов, В.П. Федорчук, О.В. Вершковская)<sup>1</sup>, практическим следствием которого является поисковая ртутометрия. Она используется не только в СССР, но и в Канаде, США, Японии, Англии, Швеции, ФРГ, ГДР, Югославии, Испании, Турции, Австралии, Индии, а в последнее время стало известно о широком ее использовании также в Китае. При этом зарубежные исследователи всегда отмечают приоритет СССР — А.А. Саукова и других авторов открытия.

Теоретической предпосылкой метода явились разработки А.А. Саукова о наличии ртутьсодержащей газовой атмосферы над гидротермальными растворами, формирующими различные типы рудных месторождений. Впоследствии было установлено реальное существование ртутьсодержащей атмосферы и изучено современное формирование ртутных ореолов, а также проведен комплекс экспериментальных исследований в лабораторных условиях по выяснению образований таких ореолов. Первичные ореолы ртути были установлены на гидротермальных месторождениях различных генетических типов и разного вещественного состава и во многих случаях успешно использовались при поисках месторождений полезных ископаемых.

Новые данные по геохимии ртути, полученные за последние 20 лет, позволяют предложить новые теоретические аспекты ртутометрического метода на регионально-геологической основе, что позволяет более уверенно решать вопрос о рациональности применения ртутометрического метода по первичным ореолам в различных регионах и для разных типов рудных месторождений и более обоснованно разбраковывать ртутные аномалии.

Уровень концентрации ртути в ореолах связан, при прочих равных условиях, коррелятивной зависимостью с содержанием ее в рудах и слагающих их минералах (содержания ртути в мономинеральных пробах по результатам около 3 тысяч анализов приведены в табл. 1), а повышенная ртутоносность месторождений определяется регионально-тектоническими условиями их размещения, и, в первую очередь, приуроченностью этих месторождений к линейamentным структурам мантийного заложения. Причина тому — ртутная дегазация Земли. Это новое теоретическое представление. Ртутная дегазация рассмат-

<sup>1</sup>Бюллетень Государственного комитета СССР по делам изобретений и открытий "Открытия, изобретения". М., 1984, № 7; сб. кратких описаний открытий, внесенных в Государственный реестр открытий СССР "Открытия в СССР 1983 г.". М.: ВНИИПИ, 1984 г.; журн. "Наука в СССР", 1984 г., № 6.

Таблица 1

## Содержание ртути в минералах рудных месторождений

Минералы	Hg, %	Минералы	Hg, %
Рудные		буланжерит	$1,3 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$
магнетит	$< 1 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$	плагинит	$2,5 \cdot 10^{-3}$
гематит	$4,5 \cdot 10^{-5}$	джемсонит	$4 \cdot 10^{-6} - 1,4 \cdot 10^{-4}$
ильменит	$(1-4,5) \cdot 10^{-6}$	семсеит	$3,5 \cdot 10^{-4}$
хромит	$(< 1-3,8) \cdot 10^{-6}$	бертьерит	$1 \cdot 10^{-4}$
касситерит	$< 2 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-4}$	антимонит	$2 \cdot 10^{-6} - 0,2$
вольфрамит	$1 \cdot 10^{-6} - 1 \cdot 10^{-5}$	гетчелит	$1,2 \cdot 10^{-3}$
троилит (из метеоритов)	$1,7 \cdot 10^{-5} - 1,2 \cdot 10^{-3}$	реальгар	$< 1 \cdot 10^{-5} - 0,2$
пирит	$3 \cdot 10^{-6} - 2,0$	аурипигмент	$< 1 \cdot 10^{-5} - 3,5 \cdot 10^{-2}$
марказит	$2,5 \cdot 10^{-5} - 9 \cdot 10^{-4}$	золото	$5 \cdot 10^{-4} - 15,8$
пирротин	$1 \cdot 10^{-6} - 2,5 \cdot 10^{-4}$	серебро	$2,3 \cdot 10^{-3}$
пентландит	$1,5 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-4}$	сурьма	$(6-8) \cdot 10^{-6}$
арсенопирит	$3 \cdot 10^{-6} - 5,6 \cdot 10^{-4}$	Нерудные	
молибденит	$6 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-4}$	барит	$< 1 \cdot 10^{-6} - 6 \cdot 10^{-2}$
скуттерудит	$1,8 \cdot 10^{-4} - 1,5 \cdot 10^{-3}$	флюорит	$5 \cdot 10^{-7} - 1,3 \cdot 10^{-2}$
халькопирит	$5 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-2}$	карбонаты	$5 \cdot 10^{-7} - 6,7 \cdot 10^{-2}$
галенит	$2 \cdot 10^{-6} - 0,45$	кварц, халцедон	$1 \cdot 10^{-6} - 6,7 \cdot 10^{-3}$
<b>сфалерит</b>	$2 \cdot 10^{-6} - 35,0$	диккит	$4 \cdot 10^{-6} - 7 \cdot 10^{-2}$
вюртцит	$3 \cdot 10^{-6} - 9 \cdot 10^{-5}$	серицит	$4 \cdot 10^{-4} - 3 \cdot 10^{-2}$
аргентит	$3,8 \cdot 10^{-4}$	целестин	$1 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$
<b>блеклая руда</b>	$3,5 \cdot 10^{-4} - 21,9$		
бурнотит	$< 1 \cdot 10^{-5} - 3 \cdot 10^{-3}$		

Примечание. Полу жирным даны минералы, максимально концентрирующие ртуть.

ривается как планетарный процесс: ртуть поступает из мантии Земли по линейным структурам в периоды активизации линейных или их отдельных звеньев. Она не только обеспечивает ртутью собственно ртутные (киноварные) месторождения, но и ответственна за металлогеническую ртутную специализацию провинций в более широком плане и проявляется в повышенной ртутьносности месторождений различного вещественного состава — рудных и газонефтяных. По рудным и газонефтяным месторождениям с повышенными концентрациями ртути, связанными с линейными структурами Земли, нами предложено выделять ртутнорудные пояса нового типа. Одним из примеров является ртутнорудный пояс Западной Европы, приуроченный к западной ветви линейного Карпинского, другим — рудный пояс колчеданных месторождений Урала. Выделение таких поясов важно в целях регионального прогнозирования ртутьсодержащих месторождений различного вещественного состава — рудных и газонефтяных. Напротив, рудные месторождения, приуроченные к стабильным блокам земной коры (срединным массивам и областям древней консолидации), характеризуются пониженными концентрациями ртути. Такими полиметаллическими и сурьмяными месторождениями Болгарии, расположенными в юго-восточном блоке Родопского срединного массива: они находятся за пределами крупных длительно развивавшихся структур; месторождения Седмочисленицы и Чипровцы с по-

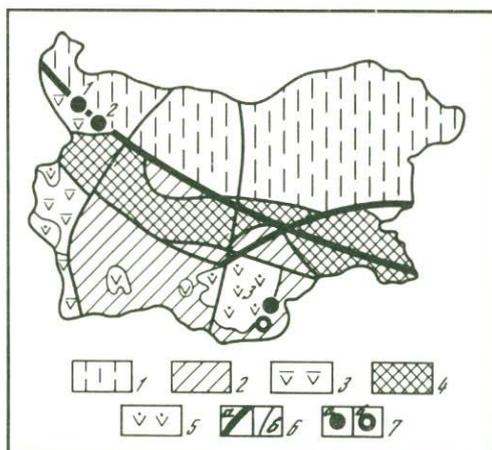


Рис. 1. Схематическая позиция ртутьсодержащих полиметаллических и сурьмяных месторождений Болгарии (составлено по данным Р.Д. Стоянова)

1 — Мизийская плита; 2 — непереработанные и слабопереработанные Прародопы; 3 — триасовые, юрские и нижнемеловые комплексы; 4, 5 — верхнемеловые и палеоценовые эффузивные и интрузивные формации; 6 — зоны глубинных разломов: а — I и б — II порядков; 7 — рудные месторождения: а — полиметаллические: 1 — Чипровцы, 2 — Седмочисленицы, 3 — Маджарово, б — сурьмяные: 4 — Черничево

вышенными концентрациями ртути расположены в зоне долгоживущего глубинного разлома, который определял структурный план еще Прародоп (разделял Мизийскую плиту от мегаблоков Родоп), а в Неородопах активизировался (рис. 1; табл. 2). Следует, кроме того, отметить, что рудные месторождения, формирующиеся в связи с гранитоидным коровым магматизмом даже в пределах линейментных структур, характеризуются сравнительно низким уровнем концентрации ртути, поскольку в этом случае работают, в основном, коровые процессы, а доля ювенильной составляющей понижена. Таковы, например, молибденовые месторождения (табл. 3), образование которых связано с коровым магматизмом. Если же проявилась связь с более глубинными, мантийными зонами, то отчетливо повышается содержание ртути (молибденное проявление на вулкане Буревестник в активной Курило-Камчатской вулканической зоне и др.).

Ртутная специализация наиболее контрастна, если месторождения пространственно тесно связаны с ртутным оруденением, которое контролируется теми же долгоживущими глубинными структурами. Это хорошо иллюстрируется на примере полиметаллических месторождений Донбасса, Кавказа, Южной Ферганы, Салаира и других регионов. При этом в одних случаях они связаны с ртутными месторождениями лишь структурно, но принадлежат к различным металлогеническим эпохам, а в других случаях связаны и генетически. Последнее можно показать на примере Салаира. Металлогеническая позиция полиметаллических месторождений Салаира определяется их приуроченностью к зоне глубинных долгоживущих разломов. На рис. 2 дан фрагмент крупной тектонической зоны с гипербазитами, имеющей

Таблица 2

Содержание ртути в минералах и рудных концентратах полиметаллических и сурьмяных месторождений Болгарии

Рудное поле	Минералы и концентраты	Hg, %
Западнобалканская подвижная зона		
Седмочисленицы	Сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-4}$ — $3 \cdot 10^{-2}$
	Галенит	$1 \cdot 10^{-4}$ — $2 \cdot 10^{-3}$
Родопский срединный массив		
Маджарово	Пирит	$3 \cdot 10^{-6}$ — $3 \cdot 10^{-5}$
	Сфалерит	$3 \cdot 10^{-6}$ — $7,2 \cdot 10^{-5}$
	Вюртцит	$3,6 \cdot 10^{-6}$ — $9 \cdot 10^{-5}$
	Галенит	$2 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-5}$
	Халькопирит	$5 \cdot 10^{-6}$ — $2,7 \cdot 10^{-5}$
	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-4}$
Маданское, Лозенское, Галенитское, Лыкинское	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-4}$
Черничево	Антимонит	$1 \cdot 10^{-6}$ — $1 \cdot 10^{-5}$
	Концентраты	
Маджарово, Лыкинское	цинковые	$1,2 \cdot 10^{-5}$ — $1,4 \cdot 10^{-5}$
	свинцовые	$1 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$
	пиритные	$6 \cdot 10^{-6}$ — $8 \cdot 10^{-6}$

Таблица 3

Содержания ртути в минералах молибденовых месторождений и проявлений

Тип месторождения	Минералы	Hg, %
Полевошпатово-кварцевые (Забайкалье, Хакасия)	Молибденит	$(1-1,8) \cdot 10^{-5}$ (3)
	Галенит	$(1-1,2) \cdot 10^{-5}$ (2)
Грейзеновые (Казахстан)	Молибденит	$(1,4-4,6) \cdot 10^{-5}$ (3)
Скарновые (Средняя Азия, Северный Кавказ)	Молибденит	$(1,8-5,2) \cdot 10^{-5}$ (8)
	Пирротин	$4 \cdot 10^{-6}$ — $1,5 \cdot 10^{-5}$ (2)
	Арсенопирит	$8 \cdot 10^{-6}$ — $1,6 \cdot 10^{-4}$ (5)
	Пирит	$9,6 \cdot 10^{-5}$ (1)
	Галенит	$2 \cdot 10^{-5}$ (1)
Молибденит-кварцевые (Армения)	Сфалерит	$1,7 \cdot 10^{-5}$ — $6 \cdot 10^{-5}$ (3)
	Молибденит	$6 \cdot 10^{-6}$ — $4 \cdot 10^{-4}$ (7)
	Пирит	$6 \cdot 10^{-6}$ — $9 \cdot 10^{-5}$ (2)
Молибдено-полиметаллические (Северный Кавказ, Забайкалье)	Сфалерит	$3 \cdot 10^{-5}$ (1)
	Молибденит	$2 \cdot 10^{-4}$ (1)
	Сфалерит	$6 \cdot 10^{-4}$ — $1,2 \cdot 10^{-2}$ (3)
	Блеклая руда	$2,5 \cdot 10^{-2}$ (1)
Сольфатарные (вулкан Буревестник на о-ве Итуруп)	Антимонит	$6 \cdot 10^{-4}$ (1)
	Молибденит	$(2-3) \cdot 10^{-4}$ (2)

Примечание. Здесь и далее в табл. 4—6 в скобках указано число проб.

Рис. 2. Схема размещения ртутных и колчеданно-полиметаллических месторождений в обрамлении Кузбасса (тектоническая основа дана по В.А. Кузнецову)

1 — зоны кембрийской складчатости или ранней стабилизации каледонид; 2 — зоны раннегерцинской складчатости; 3 — зоны герцинской складчатости Зайсанской складчатой системы; 4 — герцинские краевые и межгорные прогибы; 5 — мезо-кайнозойские прогибы; 6 — разломы глубинные а и б — меньшего значения; 7 — ртутные месторождения: 1 — Мавринское, 2 — Орлиногорское; 8 — колчеданно-полиметаллические месторождения: 3 — Урская группа, 4 — Салаирская группа



общую протяженность более 1,5 тыс км. Разломы этой зоны в раннем палеозое контролировали размещение колчеданно-полиметаллического оруденения Салаира с повышенными концентрациями ртути (табл. 4), а на поздних стадиях, в мезозое, — ртутного оруденения.

Эти региональные особенности в распределении ртути в рудных месторождениях четко отражаются, при прочих равных условиях, на развитии ртутных ореолов вокруг этих месторождений. Соответственно, месторождения, приуроченные к зонам глубинных разломов, проникающих глубоко в мантию, будут характеризоваться более контрастными и четкими литохимическими ореолами ртути, чем месторождения, образованные процессами корового происхождения. Это неизбежно отразится и на развитии газортутных ореолов. Известные материалы о слабом развитии газортутных ореолов на ряде полиметаллических месторождений Родопского срединного массива хорошо иллюстрируют это положение.

Далее ртутоносность руд из-за высокой летучести ртути и ее соединений существенным образом зависит от интенсивности проявления пострудного метаморфизма, который, как известно, сопровождается тепловым прогревом пород. Это проявляется определенным образом уже при наложении метаморфизма высокой степени зеленосланцевой фации и особенно резко при метаморфизме амфиболитовой фации. Соответственно, при прочих равных условиях, неметаморфизованные и слабометаморфизованные месторождения характеризуются значительно более высокой ртутоносностью. Такая зависимость установлена как по рудам, так и по отдельным, слагающим их минералам. Это прослежено нами на примере месторождений Уральской колчеданной провинции; к такому же выводу пришел Виденфалк, изучавший колчеданно-полиметаллические месторождения рудного района

Таблица 4

## Содержания ртути в минералах полиметаллических месторождений Салаира

Рудное поле, месторождение	Минералы и концентраты	Hg, %
Салаирское	Колчеданно-полиметаллические руды	
	пирит	$(3,5-7,5) \cdot 10^{-4}$ (2)
	галенит	$(8-8,5) \cdot 10^{-5}$ (2)
	сфалерит	$(1,5-4) \cdot 10^{-3}$ (3)
	блеклая руда концентраты	0,84 $2,2 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-3}$ (6)
Урское	Колчеданно-полиметаллические руды	
	пирит	$4 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4}$ (4)
	халькопирит	$5 \cdot 10^{-5} - 2,2 \cdot 10^{-1}$ (2)
	сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-4} - 5 \cdot 10^{-3}$ (8)

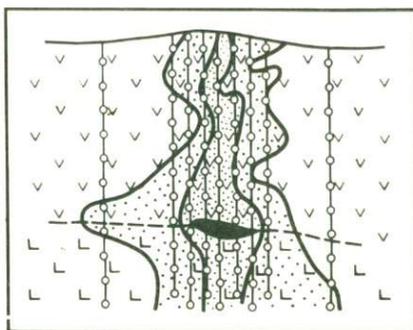
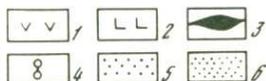
Таблица 5

## Содержания ртути в минералах флюоритовых и флюоритосодержащих месторождений различных генетических типов

Тип месторождения; регион	Hg, %	
	флюорит	сульфиды
Осадочные, ратовкитовые (Подмосковье)	$(1-1,5) \cdot 10^{-6}$ (3)	
Пегматитовые, редкоземельно-хрусталеносно-флюоритовые (Казахстан)	$(1-5) \cdot 10^{-6}$ (8)	
Грейзеновые редкометалло-флюоритовые (Западное Забайкалье, Казахстан, Приморье)	$5 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6}$ (18)	Пирит $(3-6) \cdot 10^{-5}$ (3) Галенит $8 \cdot 10^{-6} - 7,5 \cdot 10^5$ (3)
Гидротермальные флюоритовые, эпитеpмальная формация (Казахстан, Узбекистан, Таджикистан, Прибайкалье, Забайкалье):		
карбонатно-кварц-флюоритовые (метасоматические)	$(1-3) \cdot 10^{-6}$ (31)	Галенит $9 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-4}$ (7)
кварц-флюоритовые (жильные)	$5 \cdot 10^{-7} - 1 \cdot 10^{-5}$ (50)	" $4 \cdot 10^{-5} - 2 \cdot 10^{-4}$ (5)
полиметаллическо-кварц-флюоритовые (жильные)	$(1-3) \cdot 10^{-6}$ (24)	" $8 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-3}$ (10)
барит-кварц-флюоритовые (жильные)	$5 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-6}$ (11)	Пирит $(2-5) \cdot 10^{-3}$ (3) Галенит $(5-6) \cdot 10^{-3}$ (2)
сурьмяные, в пределах ртутных провинций (Средняя Азия)	$6 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4}$ (8)	Антимонит $1 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-2}$ (28)
ртутные (Якутия, Средняя Азия, Донбасс, Восточная Монголия)	$3 \cdot 10^{-6} - 1,3 \cdot 10^{-2}$ (15)	" $2 \cdot 10^{-3} - 0,1$ (14) Блеклая руда $7,3-15,1$ (30) Сфалерит $1 \cdot 10^{-2} - 35$ (50) Галенит 0,2(1) Пирит $6 \cdot 10^{-3} - 0,7$ (5)

Рис. 3. Ореолы рассеяния ртути вокруг месторождения медно-цинковых колчеданных руд Норанда

1 — андезиты; 2 — риолиты; 3 — рудное тело; 4 — скважины и места отбора проб; 5, 6 — содержания ртути: 5 — 0,25—0,40 усл. ед., 6 — >0,40 усл. ед.



Шеллефт в Северной Швеции. Пострудный метаморфизм сказывается и на снижении содержаний ртути в литохимических ее ореолах, а особенно заметно и на сокращении размеров этих ореолов.

Проиллюстрируем это на примере метаморфизованного колчеданного месторождения Норанда в Канаде (рис. 3). Метаморфизм рассматриваемого месторождения соответствует высокой ступени зеленосланцевой фации. Ртутные ореолы, судя по приводимым данным Сакрисона, заметно сокращены. Другой пример — медно-цинково-свинцовые месторождения Иилиярви и Аияла в Юго-западной Финляндии. Судя по материалам Веннервирта и Папунена о ртутности этих месторождений, они метаморфизованы не ниже эпидот-амфиболитовой или даже амфиболитовой фации. Это обстоятельство — уменьшение размеров ореолов при метаморфизме — надо всегда иметь в виду при использовании литохимического ртутнометрического метода поисков в пределах щитов и других районов, где широко проявился пострудный, особенно высокотемпературный метаморфизм. Такое обеднение первичных ореолов ртути при метаморфизме проявляется заметным образом и на газовых ореолах ртути. Так, лишь весьма слабые газовые ореолы ртути были обнаружены на сильнометаморфизованном полиметаллическом месторождении Пихасалме в Финляндии (данные Парма), Лангселе в Швеции (данные Цвайфеля) и на месторождении Холоднинское в СССР (данные В.З. Фурсова).

Среди класса гидротермальных месторождений сульфидные месторождения всегда содержат больше ртути, чем месторождения нерудных полезных ископаемых (флюоритовые, баритовые, кварцевые и др.) без существенной примеси сульфидов. Это в общем следует из табл. 1. Проследим это более детально на примере флюоритовых и флюоритсодержащих месторождений (табл. 5). Флюорит, в основном, имеет низкие концентрации ртути, и только в ртутных провинциях содержание ртути увеличивается. В то же время в сопровождающих их сульфидных минералах концентрация ртути больше — она становится весьма заметной в флюоритовых месторождениях эпитепирмальной формации и особенно высокой в ртутных флюоритсодержащих месторождениях и в сурьмяных месторождениях ртутной формации. Поэтому ртутнометрические поиски флюоритовых месторождений будут наиболее эффективны в регионах, где флюоритовое оруденение сопряжено со

Таблица 6

## Содержания ртути в рудах и минералах медно-никелевых ликвационных месторождениях

Регион, месторождения	Минералы, руды и концентраты	Hg, %
Сибирь Талнахское	Пирротин	$6 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}$ (15)
	Пентландит	$1,5 \cdot 10^{-5} - 6 \cdot 10^{-4}$ (14)
	Халькопирит	$6 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-5}$ (12)
	Кубанит	$(3-7) \cdot 10^{-5}$ (3)
	Халькозин	$3 \cdot 10^{-5}$ (1)
	Руды	$1 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-4}$ (52)
	Платиновые минералы	$(1,8-3,6) \cdot 10^{-3}$ (2)
Норильское	Сфалерит	$1,5 \cdot 10^{-4}$ (1)
	Руды	$(4-8) \cdot 10^{-6}$ (2)
Октябрьское	Сфалерит	$2 \cdot 10^{-5}$ (1)
Кольский полуостров Мончегорское Восток	Руды	$5 \cdot 10^{-6} - 1,1 \cdot 10^{-5}$ (4)
	"	$6 \cdot 10^{-6} - 2 \cdot 10^{-5}$ (20)
Канада Садбери	Пирротин	$(1,5-1,6) \cdot 10^{-5}$ (3)
	Халькопирит	$(1-2) \cdot 10^{-5}$ (2)
	Арсенопирит	$3 \cdot 10^{-5}$ (1)

ртутным в пределах одних тектонических зон или в регионах, где во флюоритовых месторождениях широко развиты сульфиды (полиметаллическо-кварц-флюоритовый минеральный тип эпитермальной формации). Аналогичные выводы получены нами для баритовых и барит-содержащих месторождений.

Кратко рассмотрим возможные перспективные направления в развитии ртутометрии. Упоминанное в начале статьи открытие по ртути относилось к гидротермальным рудным месторождениям. В настоящее время существуют убедительные предпосылки для приложения метода поисковой ртутнометрии к магматогенным сульфидным месторождениям — это, в первую очередь, данные об их заметной ртутоносности (табл. 6). И исследования закономерностей ртутоносности газовых и газонефтяных месторождений, и проведение опытных работ, правда в небольшом масштабе, позволяют надеяться, что в определенной геологической ситуации ртутнометрический метод может дать хорошие результаты и для этих месторождений. Весьма важно использование данных по ртутоносности газов для прогнозирования землетрясений. Появились убедительные данные о возможности использования ртути как индикатора активизации вулканических процессов в целях прогноза вулканических извержений. Судя по результатам наших многолетних исследований, проведенных в пределах Курило-Камчатской вулканической зоны, тому есть хорошие предпосылки: установлено заметное увеличение содержаний ртути в продуктах фумарольной деятельности при активизации вулканических процессов. И, наконец, весьма важным и совершенно новым направлением является использование ртутнометрии при исследовании морей и океанов как

для прослеживания тектонических зон, так и для выявления рудных скоплений. Обнадеживающими в этом плане являются известные данные как о повышенной ртутоносности океанических линеаментов (наши данные по Срединно-Атлантическому хребту и данные Бестрема и Фишера по Восточно-Тихоокеанскому поднятию), так и о наличии четко выраженного ртутного ореола, развитого вокруг металлоносных осадков Красного моря (данные Бигнелла, Кронена и Тумса). Особенно широко должна быть использована ртутметрия для выявления участков антропогенного заражения в целях охраны окружающей среды.

# СОДЕРЖАНИЕ

## Общие вопросы

<i>Л.Д. Зорина, Н.Б. Санина, З.И. Куликова.</i> Эндогенные геохимические поля гидротермального этапа в купольно-кольцевых структурах и их поисковое значение .....	3
<i>А.В. Кокин.</i> Использование температурных точек полиморфизма воды при термобарогеохимической оценке перспективности гидротермальных месторождений .....	11
<i>В.В. Куликова, В.С. Куликов.</i> Особенности рудной геохимической зональности в вулканоструктурах архея юго-восточной окраины Балтийского щита .....	19
<i>Н.А. Новрузов, С.А. Агаев.</i> Минералого-геохимическая зональность руд и первичных геохимических ореолов Филлизчайского месторождения (Восточный Кавказ) .....	27
<i>В.И. Баумштейн, С.П. Карелин.</i> Эндогенные геохимические аномальные поля в купольных структурах Быстринского рудного поля (Восточное Забайкалье) .....	35
<i>А.А. Головин, Т.С. Краснова.</i> Отбраковка зон рассеянной минерализации на Рудном Алтае с использованием показателей интенсивности и концентрации .....	40
<i>В.А. Прокин, М.Ф. Крутакова.</i> Отрицательные геохимические ореолы эндогенных рудных месторождений .....	49
<i>В.И. Сначев, С.Е. Знаменский.</i> Связь геохимических ореолов с тепловым полем Ахуново-Карагайского массива (Южный Урал) .....	56
<i>Е.В. Черняев, Е.И. Черняева.</i> Геохимическая зональность даек как критерий оценки уровня эрозионного среза .....	61
<i>Е.Д. Астрахан, О.С. Клюев.</i> Корреляция первичных и вторичных геохимических ореолов как критерий оценки гипергенных аномалий при поисках разных масштабов .....	70
<i>А.С. Вершинин.</i> Мультипликативный геохимический показатель зональности коры выветривания гипербазитов и его прикладное значение .....	76
<i>Г.Б. Свешников.</i> О применении геохимических методов при поисках глубоководных рудных месторождений в различных ландшафтно-геохимических условиях .....	85
<i>Г.А. Булкин.</i> Пути разбраковки аномалий по степени их перспективности .....	98
<i>Э.К. Буренков, А.М. Зорин.</i> Опыт геохимического прогнозирования и поисков скрытых осадочных месторождений фосфора .....	107
<i>В.А. Гулина.</i> Структурно-геохимические критерии локального прогноза скрытого оруденения .....	115
<i>В.А. Алексеенко.</i> Декрептометрические исследования при геохимических поисках по первичным ореолам .....	120
<i>А.И. Лаубенбах, Н.И. Рафиенко, Э.И. Чепижная, И.И. Славягина.</i> Повышение эффективности геохимических методов поисков путем комплексирования их с дистанционными методами .....	127

## Геохимические исследования различных рудных и нерудных полезных ископаемых

<i>Г.П. Павлов.</i> Некоторые особенности структуры первичных ореолов скарново-магнетитовых месторождений .....	135
<i>В.М. Рыфтин.</i> Количественное геохимическое прогнозирование колчеданного оруденения .....	145
<i>В.В. Рябов.</i> Геохимические особенности дифференцированных интрузий и поиски медно-никелевого оруденения .....	153
<i>Е.Б. Соловьев.</i> Прогнозирование стратиформных германий-сульфидных <sup>1</sup> месторождений в карбонатных породах Восточной Якутии с применением литолого-геохимических критериев .....	161
<i>Ю.А. Болотин.</i> Геохимические ореолы скрытых глубокозалегающих медноколчеданных месторождений .....	166
<i>В.И. Жернаков.</i> Геохимия хрома на уральских месторождениях изумруда .....	179
<i>Б.А. Судов.</i> Геохимические поиски погребенных руд по их вторичным ореолам в различных формах нахождения элементов-индикаторов .....	187
<i>Э.Н. Баранов, Л.А. Кривоножкин.</i> Объемное моделирование аномальных геохимических полей — метод локального прогнозирования скрытых колчеданных месторождений .....	194
<i>Н.Г. Патык-Кара, Л.Е. Савельева.</i> Основные направления развития геохимических исследований при поисках и оценке россыпей прибрежных зон .....	202
<i>В.Р. Бенсман, В.В. Григорович, И.С. Гольдберг, Р.И. Криводубский, А.В. Тимчук.</i> Применение метода ЧИМ при поисках редких элементов .....	211
<i>Р.И. Дубов, Н.М. Франковская, В.К. Кошелев.</i> Методика математической обработки геохимических данных с целью количественного прогнозирования оруденения на примере месторождений Казахстана .....	219
<i>В.А. Рассолов, В.В. Масленников.</i> Комплексование дистанционных и литохимических методов поисков при региональных геологических исследованиях .....	227
<i>Н.А. Озерова.</i> Регионально-геологические основы ртутOMETрического метода поисков рудных месторождений .....	239

УДК 550.84(571.55)

Зорина Л.Д., Санина Н.Б., Куликова З.И. **Эндеогенные геохимические поля гидротермального этапа в купольно-кольцевых структурах и их поисковое значение.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены особенности аномальных геохимических полей гидротермального этапа купольно-кольцевой структуры, сформированной в эпоху мезозойской тектоно-магматической активизации; приводится характеристика геохимических полей золото-полиметаллического месторождения. На основе полученных выводов дается перспективная оценка месторождения и определяются участки купольно-кольцевой структуры, специализированные на определенный тип минерализации.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.84(576.51)

Кокин А.В. **Использование температурных точек полиморфизма воды при термобарогеохимической оценке перспективности гидротермальных месторождений.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Приведены данные о соответствии ступеней минералообразования температурным точкам полиморфизма воды в природных гидротермальных системах, на основе которых предлагается модель расчета степени эродированности рудных тел месторождений и определяется место концентрации рудного вещества.

Ил. 1. Табл. 2. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.71+551.21.034+ 550.84:543÷553.067

Куликова В.В., Куликов В.С. **Особенности рудной геохимической зональности в вулканоструктурах архея юго-восточной окраины Балтийского щита.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

На основании анализа геологического строения верхнеархейских зеленокаменных поясов юго-восточной части Балтийского щита намечены некоторые центры вулканической деятельности в архее, с которыми связаны колчеданные, железорудные и полиметаллические рудопроявления. Рудоносные формации в совокупности обнаруживают латеральную и вертикальную зональность в расположении металлов от медной в центральных частях до полиметаллической специализации на периферии. Выделение реликтов вулканоструктур в архейских зеленокаменных поясах с учетом закономерностей вулканогенного рудообразования расширяет перспективы слабо изученных районов докембрия.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.26:550.84.092.1(479.24)

Новрузов Н.А., Агаев С.А. **Минералого-геохимическая зональность руд первичных геохимических ореолов Физличайского месторождения (Восточный Кавказ).** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Выявлены вертикальная и горизонтальная геохимические зональности распределения компонентов в рудной залежи и околорудных ореолах Физличайского колчеданно-полиметаллического месторождения. Показана связь элементов-индикаторов с определенными типами рудных минералов.

Ил. 2. Табл. 1. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.4:553.4.078.2(571.55)

Баумштейн В.И., Карелин С.П. **Эндеогенные геохимические аномальные поля в купольных структурах Быстринского рудного поля (Восточное Забайкалье).** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматривается формирование эндогенных геохимических аномальных полей в купольных структурах Быстринского рудного поля и дается прогноз редкометалльного, колчеданного и полиметаллического оруденения.

Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.84:553.435'444(574.42)

Головин А.А., Краснова Т.С. **Отбраковка зон рассеянной минерализации на Рудном Алтае с использованием показателей интенсивности и концентрации.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Предложены два геохимических показателя, величины которых позволяют проводить разделение зон рассеянной минерализации, ореолов мелких, средних и крупных месторождений колчеданной формации. Применение разработанных критериев апробировано на большом количестве рудных полей в пределах Рудного Алтая.

Ил. 3. Табл. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.84.092.1:553.062/.067

Прокин В.А., Крутакова М.Ф. **Отрицательные геохимические ореолы эндогенных рудных месторождений.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассмотрены зоны выноса рудных компонентов в различных генетических типах эндогенных месторождений. Эти зоны являются отрицательными геохимическими ореолами месторождений.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 16 назв.

УДК 553.84.092.1(470.55/.57)

Сначев В.И., Знаменский С.Е. **Связь геохимических ореолов с тепловым полем Ахуново-Карагайского массива (Южный Урал).** - В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматривается связь геохимических ореолов с тепловым полем Ахуново-Карагайского гранитоидного массива на Южном Урале. Доказана приуроченность максимумов ореолов к зонам температурной стабилизации. На основе моделирования теплового поля выделены оптимальные глубины нахождения руд и элементы их залегания.

Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

УДК 553.26:550.42.84

Черняев Е.В., Черняева Е.И. **Геохимическая зональность даек как критерий оценки уровня эрозионного среза.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматривается геохимическая зональность даек золоторудного поля. Показана история формирования даек на магматическом и постмагматическом этапе, установлено закономерное распределение элементов, которое позволяет использовать геохимическую зональность даек в качестве критерия оценки уровня эрозионного среза.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.84

Астрахан Е.Д., Ключев О.С. **Корреляция первичных и вторичных геохимических ореолов как критерий оценки гипергенных аномалий при поисках разных масштабов.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Выявлена зависимость между критической мощностью рыхлых отложений разного генезиса и масштабом геохимических поисков, при которой параметры гипергенных аномалий сохраняются аналогичными первичным ореолам.

Ил. 3. Библиогр. 4 назв.

УДК 553.481:550.84:622.1

Вершинин А.Р. **Мультипликативный геохимический показатель зональности коры выветривания гипербазитов и его прикладное значение.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Показана возможность использования геохимического показателя зональности при поисках и разведке месторождений никеля. Он является индикатором эрозионного среза рудных залежей и поисковым признаком оруденения, сохранившегося от разрушения в опущенных блоках. При разведке гипергенных никелевых месторождений показатель выступает в качестве технологического параметра, характеризующего изменчивость технологических свойств руд в контуре месторождения.

Ил. 3. Библиогр. 3 назв.

УДК 550.84:553(—191)

Свешников Г.Б. **О применении геохимических методов при поисках глубокозалегающих рудных месторождений в различных ландшафтно-геохимических условиях.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматриваются особенности применения геохимических методов при поисках глубокозалегающих месторождений полезных ископаемых в различных геохимических ландшафтах на территории СССР. Доказана эффективность сорбиционно-солевой съемки для площадей с большой мощностью рыхлых отложений. Приводится схема применения разных методов в пределах ландшафтно-геохимического сопряжения.

Ил. 2. Библиогр. 34 назв.

УДК 550.84.093

Булкин Г.А. **Пути разбраковки аномалий по степени их перспективности.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Дан обзор имеющихся эмпирических и теоретических методов разбраковки аномалий. Эмпирические методы (изучение спектра элементов и морфологии ореолов, оценка зональности) не дают общих критериев разбраковки, зависят от местных условий. Они должны быть дополнены теоретическими методами, основанными на законах энергетике рудообразования.

Табл. 2. Библиогр. 17 назв.

УДК 550.84.041:553.64

Буренков Э.К., Зорин А.М. **Опыт геохимического прогнозирования и поисков скрытых осадочных месторождений фосфора.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Приводятся основные принципы прогнозирования осадочных месторождений фосфора, примеры практического использования закономерностей распределения микроэлементов при поисках скрытых месторождений фосфора.

Библиогр. 7 назв.

УДК 550.84:554.411.041

Гулина В.А. **Структурно-геохимические критерии локального прогноза скрытого оруденения.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

На примере одного из месторождений золотосульфидной формации показано комплексное применение структурно-геохимических критериев прогнозирования скрытого оруденения.

Ил. 2. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.84.092.1

Алексеевко В.А. **Декрептометрические исследования при геохимических поисках по первичным ореолам.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматриваются декрептометрические исследования при геохимических поисках по первичным ореолам при работах различного масштаба. Приводятся данные о возможности использования декрептометрических исследований при металлогеническом районировании и геохимических поисках.

Ил. 4. Табл. 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 550.84

Лаубенбах А.И., Рафисенко Н.И., Чепижная Э.И., Славягина И.И. **Повышение эффективности геохимических методов поисков путем комплексирования их с дистанционными методами.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматриваются возможности повышения эффективности геохимических методов путем их комплексирования с дистанционными методами, что значительно снижает затраты на ведение геологоразведочных работ, используя достижения в области применения дистанционных методов и электронно-парамагнитного резонанса.

Ил. 2. Библиогр. 14 назв.

УДК 550.84.092.1:553.064.32:312.2

Павлов Г.П. **Некоторые особенности структуры первичных ореолов скарново-магнетитовых месторождений.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Описывается структура первичных геохимических ореолов скарново-магнетитовых месторождений, особенности которых обуславливаются в общих чертах характером сочетания рудоподводящих разрывных нарушений и рудовмещающих толщ.

Ил. 4. Библиогр. 2 назв.

УДК 550.84.041:553.435'444

Рыфтин В.М. **Количественное геохимическое прогнозирование колчеданного оруденения.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Делается вывод о принципиальной возможности использования для оценки прогнозных запасов параметров геохимических ореолов. Приведены параметры, позволяющие определять уровень эрозионного среза скрытого оруденения, формационный тип и морфологию рудных тел колчеданной формации.

Ил. 3, табл. 1. Библиогр. 5 назв.

УДК 550.84:553.481'43

Рябов В.В. **Геохимические особенности дифференцированных интрузий и поиски медно-никелевого оруденения.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985 г.

Рассматриваются особенности распределения элементов-индикаторов сульфидного медно-никелевого оруденения в дифференцированных интрузиях Печенги и Норильского рудного района, продольная и поперечная зональность их и на основе этого предлагаются геохимические критерии оценки степени рудоносности интрузивов и определения расстояния до скрытых рудных залежей, а также выявление неперспективных сечений интрузий.

Ил. 2. Табл. 2. Библиогр. 7 назв.

УДК 553.078.041:[553.493.57+549.3](571.56)

Соловьев Е.Б. **Прогнозирование стратиформных германий-сульфидных месторождений в карбонатных породах Восточной Якутии с применением литолого-геохимических критериев.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Приводятся результаты исследования закономерностей локализации стратиформного оруденения в Юдомо-Майской зоне, установлены литологические и геохимические критерии размещения германий-свинцово-цинкового оруденения, разработаны принципы прогнозирования оруденения подобного типа с применением литолого-геохимических критериев.

Табл. 3. Библиогр. 9 назв.

УДК 550.84.092:553.435(—191)

Болотин Ю.А. **Геохимические ореолы скрытых глубокозалегающих медноколчеданных месторождений.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Дана геологическая и геохимическая характеристика глубокозалегающих в закрытых и открытых структурах медноколчеданных месторождений Подольское и Юбилейное на Южном Урале. Геохимические ореолы взаимосвязаны с рудными телами и ореолом гидротермально-измененных пород. Доказаны гидротермальный метасоматический характер рудоотложения и эпигенетичность руд относительно вмещающих вулканитов.

Ил. 3. Табл. 2. Библиогр. 9 назв.

УДК (550.4+546.76):553.832

Жернаков В.И. **Геохимия хрома на уральских месторождениях изумруда.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Приводятся данные по закономерностям перераспределения хрома в процессе изумрудообразования на уральских месторождениях.

От вмещающих ультрабазитов через все метасоматические зоны слюдитовых жил прослеживаются две минеральных формы содержания хрома: окисная и силикатная. Изумрудоносные участки слюдитовых жил характеризуются повышенным содержанием силикатного хрома, что может служить дополнительным поисковым признаком на изумруды.

Табл. 6. Библиогр. 9 назв.

УДК 550.84.092.2(474.2)

Судов Б.А. **Геохимические поиски погребенных руд по их вторичным ореолам в различных формах нахождения элементов-индикаторов.** — В кн.: Литохимические поиски глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматриваются результаты геохимических поисков погребенных руд по их вторичным ореолам в сорбированной и металлоорганической формах нахождения элементов-индикаторов в различных геологических и ландшафтно-геохимических условиях Эстонии и Кавказа.

Ил. 3. Библиогр. 13 назв.

УДК 550.84.041.(470.5)

Баранов Э.Н., Криночкин Л.А. **Объемное моделирование аномальных геохимических полей — метод локального прогнозирования скрытых колчеданных месторождений.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1984.

На примере Верхнеуральского района показана надежность прогнозирования колчеданного оруденения при использовании объемного моделирования аномальных геохимических полей.

Ил. 2. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.84:553.068.56+551.351.2

Патык-Кара Н.Г., Савельева Л.Е. **Основные направления развития геохимических исследований при поисках и оценке россыпей прибрежных зон.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Рассматривается состояние проблемы развития геохимических работ на шельфе и возможность использования геохимических критериев при поисках и оценке россыпей в шельфовой зоне. Разработаны геохимические параметры—индикаторы обстановки осадконакопления.

Ил. 3. Табл. 3. Библиогр. 6 назв.

УДК 553.493.5(—924.83)

Бенсман В.Р., Григорович В.В., Гольдберг И.С., Криводубский Р.И., Тимчук А.В. **Применение метода ЧИМ при поисках редких элементов.** — В кн.: Литохимические поиски глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Описана методика применения ЧИМ для поисков редких элементов. Доказана эффективность метода ЧИМ по сравнению с биогеохимическими. Метод апробирован на месторождении бериллия.

Ил. 2.

УДК 550.84:[553.044]:681.3

Дубов Р.И., Франковская Н.М., Кошелев В.К. **Методика математической обработки геохимических данных с целью количественного прогнозирования оруденения на примере месторождений Казахстана.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Приводится методика математической обработки геохимических данных с целью количественного прогнозирования оруденения на примере медно-порфировых и свинцово-цинковых месторождений Казахстана. В основе методики лежит выделение участков, перспективных на оруденение, по максимальным значениям комплексного показателя Q. Приводится опыт прогнозирования оруденения методом оптимизированной регрессии на геохимические и геологические признаки.

Ил. 1. Библиогр. 4 назв.

УДК 550.842

Рассолов В.А., Масленников В.В. **Комплексирование дистанционных и литохимических методов поисков при региональных геологических исследованиях.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Определен наиболее рациональный комплекс дистанционных и литохимических методов при оценке перспектив территории на сурьмяное оруденение на примере Западного Верхоянья.

Табл. 1. Ил. 4. Библиогр. 6 назв.

УДК 550.84

Озерова Н.А. **Регионально-геологические основы ртутиметрического метода поисков рудных месторождений.** — В кн.: Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985.

Дано обобщение оригинальных материалов по геологическим предпосылкам использования ртутиметрического метода. Рассмотрены закономерности формирования ртутных ореолов рассеяния. Особое внимание уделено регионально-геологическим условиям размещения месторождений и пострудному метаморфизму. Рассмотрены перспективные направления развития ртутиметрического метода.

Ил. 3. Табл. 6.

3 py6.

44-10