

Е. М. КВЯТКОВСКИЙ

**ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ
ПОИСКОВ
ЭНДОГЕННЫХ
РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**



Е. М. КВЯТКОВСКИЙ

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ
МЕТОДЫ ПОИСКОВ
ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ



Ленинград
«НЕДРА»
Ленинградское отделение
1977



Квятковский Е. М. Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л., «Недра», 1977. 189 с.

В работе рассматриваются теоретические основы литохимических методов поисков рудных месторождений, принципы интерпретации результатов литохимических исследований на различных стадиях и этапах геологоразведочного процесса. Анализируются количественные соотношения между минеральным и безминеральным, концентрированным и рассеянным видами существования химических элементов в земной коре. Показаны возможности использования особенностей первичного рассеяния элементов-примесей в породах для оценки потенциальной рудоносности территорий. Рассмотрены вопросы теории формирования, методики изучения и количественной интерпретации первичных и вторичных ореолов рассеяния рудных месторождений.

Работа носит характер методического руководства и предназначена для широкого круга геологов, геохимиков и геофизиков, ведущих геологопоисковые и разведочные работы в рудных районах. Может быть использована преподавателями и студентами при изучении курса «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых».

Табл. 12, ил. 58, список лит. 106 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время стало почти традиционным говорить о том, что сложность задачи поисков рудных месторождений непрерывно повышается и что простым наращиванием объемов геологоразведочных работ, без разработки и совершенствования новых, более прогрессивных методов поисков и разведки, обеспечить выполнение государственных планов по приросту запасов невозможно. Поиски на закрытых площадях, слепых и глубоко-залегających месторождений в экономически освоенных районах в послевоенные годы ведутся все более успешно именно благодаря совершенствованию теории, методики и техники всего комплекса поисково-разведочных методов, среди которых литохимические методы занимают одно из важных мест. Эффективность этих методов подтверждается многочисленными открытиями в течение последних десятилетий месторождений цветных и редких металлов во многих рудных районах Советского Союза и за рубежом.

В книге рассматриваются основные закономерности распределения и миграции химических элементов в земной коре, устанавливается наличие тесной связи между кларками элементов в литосфере и средними содержаниями и запасами элементов в рудах. Эта связь может быть использована при глобальных прогнозных оценках запасов руд в месторождениях различных классов крупности.

На большом количестве примеров показано, что особенности распределения элементов-примесей в магматических, осадочных и метаморфических породах могут успешно использоваться при решении широкого круга задач картирования и поисков месторождений.

Проанализированы вероятные причины возникновения зональности эндогенных месторождений, рассмотрена методика выявления и использования зональности рудных тел и их первичных ореолов при поисках и разведке глубокозалегających месторождений. На примере Комсомольского оловорудного района показаны преимущества и недостатки различных способов оценки уровня сечения рудных зон и прогнозных запасов металла на глубине.

Приведена классификация вторичных литохимических ореолов рассеяния и рассмотрены особенности их формирования в различных ландшафтах. Освещены вопросы теории расчета

ореолов рассеяния и на фактическом материале показана высокая эффективность поисков месторождений по их вторичным ореолам рассеяния. Предлагаемая работа по существу является основным разделом курса «Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых», читаемого автором с 1950 г. в Ленинградском горном институте.

Автор выражает искреннюю благодарность сотрудникам кафедры геохимических и радиоактивных методов поисков Ленинградского горного института, в течение многих лет принимавших активное участие в совместных научно-исследовательских работах. Выполнение этих работ было бы невозможным без большой помощи, поддержки и неизменно доброжелательного отношения со стороны геологов Читинского, Дальневосточного, Северо-Западного и Якутского территориальных геологических управлений.

Автор неоднократно обсуждал многие вопросы с Н. И. Сафроновым, А. П. Солововым, Г. Ф. Новиковым, С. В. Григорьяном, В. В. Поликарпочкиным, Р. И. Дубовым и с благодарностью отмечает, что их советы и критические замечания способствовали завершению работы.

Автор весьма признателен Н. Ф. Малышевой за большую помощь по техническому оформлению текста и графики.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

1.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЛИТОСФЕРЫ

В основу разделения Земли на оболочки положено физическое состояние вещества. Три внешние оболочки Земли (газообразная, жидкая и твердая) соответственно получили наименование атмосферы, гидросферы и литосферы. Разделение внутренней части Земли на ядро, нижнюю и верхнюю мантию проводится по наблюдениям за скоростью прохождения упругих волн. За нижнюю границу земной коры принимают поверхность Мохоровичича. Земная кора составляет немногим более 1% от радиуса Земли, однако и эта очень тонкая пленка изучена пока далеко не достаточно, особенно литосфера, вскрытая с учетом тектонических и эрозионных процессов до глубины 15—20 км, не более.

При решении вопроса о внутреннем строении и составе Земли большое значение придают изучению метеоритов, коль скоро предполагается, что средний состав Земли в первом приближении соответствует среднему составу метеоритов, обнаруженных на ее поверхности за всю историю человечества.

Масса внешних оболочек Земли оценивается следующими цифрами [70], т: литосфера $2,4 \cdot 10^{19}$; гидросфера $1,6 \cdot 10^{18}$; атмосфера $5,1 \cdot 10^{15}$ и биосфера 10^{13} . Средние содержания элементов в земных оболочках принято именовать кларками. Термин «кларк» часто используется как синоним понятия «среднее содержание» элемента в любом геологическом образовании, будь то горная порода или минерал, причем говорят о «мировых», «региональных» и «местных» кларках. Таблицы кларков элементов приводятся в различных справочниках и руководствах по геохимии [7, 9, 45, 70, 79, 85, 105, 106].

В табл. 1 приведены кларки элементов в литосфере в подекадной форме записи.

На первых 10 элементов приходится 99,58%, в том числе 15,12% — на алюминий, железо, магний, титан и марганец. Сумма всех остальных промышленно-важных металлов не превышает 0,05%. Если расположить элементы в порядке их атомных номеров, то в общем наблюдается падение кларков с увеличением порядкового номера. Элементы, уклоняющиеся от этой зависимости, можно отнести к избыточным (O, Si, Ca, Fe и др.) или

Таблица кларков элементов в литосфере (по А. П. Виноградову, [9])

Номер декады	Кларк, вес. %	Число элементов	Элементы (в порядке убывания кларков)	Σ, вес. %	
				по декадам	нарастающим итогом
I	10	2	O, Si	76,5	76,5
II	1	6	Al, Fe, Ca, Na, K, Mg	22,53	99,03
III	10 ⁻¹	2	Ti, Mn	0,55	99,58
IV	10 ⁻²	9	P, F, Ba, S, Sr, C, Cl, Zr, Rb	0,377	99,957
V	10 ⁻³	18	V, Cr, Zn, Ce, Ni, Cu, Nd, Li, Y, La, Nb, N, Ga, Co, Pb, Th, B, Sc	0,0685	100,025
VI	10 ⁻⁴	20	Pr, Sm, Gd, Dy, Tb, Be, Cs, Er, Sn, Ta, U, Br, As, Ho, Ge, Eu, W, Mo, Hf, Tl	65,2 · 10 ⁻⁴	100,032
VII	10 ⁻⁵	7	Lu, Sb, I, Yb, Tu, In, Cd	26,8 · 10 ⁻⁵	
VIII	10 ⁻⁶	4	Hg, Ag, Se, Pd	21,6 · 10 ⁻⁶	
IX	10 ⁻⁷	3	Bi, Au, Te	14,3 · 10 ⁻⁷	
X	10 ⁻⁸	1	Re	7 · 10 ⁻⁸	
Сумма:		72			100,032

дефицитным (Li, Be и др.). Кларк четного элемента, как правило, выше соседнего с ним нечетного (правило Оддо — Гаркинса). Такое распределение элементов, в общих чертах повторяющее распределение элементов в космосе, может быть объяснено с точки зрения устойчивости ядер. Перераспределение элементов в процессе формирования различных оболочек Земли в принципе не нарушает указанных общих закономерностей. По образному выражению В. И. Вернадского [7], в каждой капле или пылинке вещества на земной поверхности отражается общий состав космоса. Указанное свойство материи есть все основания именовать законом повсеместного распространения элементов или законом Кларка — Вернадского [86]. Ныне уверенность в справедливости этого закона такова, что не вызывает сомнения ошибочность терминов «элемент отсутствует» или «встречаемость элемента» в тех или иных геологических образованиях. Более правильно пользоваться термином «элемент не обнаружен» с обязательным указанием порога чувствительности анализа.

Наиболее полные данные о распространенности различных типов горных пород в литосфере приведены в работах А. Полдверваарта [70], А. Б. Ронов и А. А. Ярошевского [79], А. А. Бе-

Т а б л и ц а 2

Распространенность различных типов пород в материковой земной коре до глубины 16 км, вес. %

Типы пород	По Кларку и Вашингтону (1924 г.)	По Энгельгардту (1936 г.)	По Полдверваарту (1957 г.)	По Беусу (1972 г.)
Осадочные:				
сланцы	80	79,6	55,4	53,0
песчаники	15	11,9	23,2	25,4
карбонаты	5	8,5	21,4	21,6
Всего в составе литосферы:	100/5	100/5	100/7	100/6
Магматические:				
граниты и гранодиориты	64,0	39	100	85,2
диориты	7,4	39	—	4,5
габбро-анортозиты, базальты	20,0	18	—	9,0
сиениты, дуниты, перидотиты	8,6	4	—	1,3
Всего/В составе литосферы:	100/95	100/95	100/93	100/94

уса [2]. Данные по составу материковой коры до глубины 16 км приведены в табл. 2.

Обращает на себя внимание резко различная оценка роли известняков и кислых разновидностей магматических пород. Учитывая сравнительно небольшую роль осадочных пород в составе литосферы, а также соотношение магматических пород различной основности, А. П. Виноградов [9] за средний состав литосферы принимает состав смеси из двух частей кислых (граниты) и одной основных (базальты) пород.

Для указанных в табл. 2 основных типов магматических и осадочных пород различными авторами [9, 106 и др.] вычислены кларки химических элементов как средние арифметические значения из многочисленных анализов. Следует отметить значительные трудности в группировании пород при вычислении кларков и, как следствие, приближенный характер цифровых данных. Тем не менее анализ кларков элементов в различных типах пород позволяет сделать интересные выводы прикладного характера.

1.1.1. Магматические породы

Все элементы по характеру их распределения в магматических породах можно разделить на 7 групп (рис. 1).

К первой группе относятся O, Si, Ge, Se, Te, Au, кларки которых близки между собой во всех четырех основных типах

изверженных горных пород. Для кислорода и особенно для кремния наблюдается, естественно, закономерное уменьшение кларков с понижением основности пород, так как сама классификация пород в данном случае построена по содержанию в них SiO_2 .

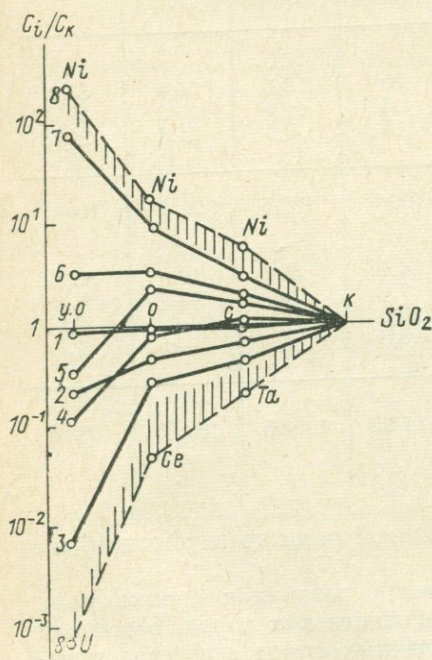


Рис. 1. Осредненные графики изменения кларков элементов в ультраосновных (у. о), основных (о) и средних (с) относительно кислых (к) магматических пород.

Группы элементов: 1 — главных порообразующих (Si, O) и слабодифференцирующихся (Ge, Se, Te, Au), 2 — магматических эманаций (B, C, N, F, S, Cl), 3 — кислых (Li, Be, K, Rb, Y, Cs, Ba, TR, Ta, Tl, Pb, Th, U), 4 — средних (Na, Al, Ga, Zr, Nb, In, Sn, Hf, W, Hg, Bi), 5 — основных (P, Ca, Sc, Ti, V, Cu, Zn, As, Br, Sr, Mo, Ag, Cd, Sb, I), 6, 7 — основных (Mn, Fe) и ультраосновных (Mg, Cr, Co, Ni) магм; 8 — границы области максимальных относительных изменений кларков.

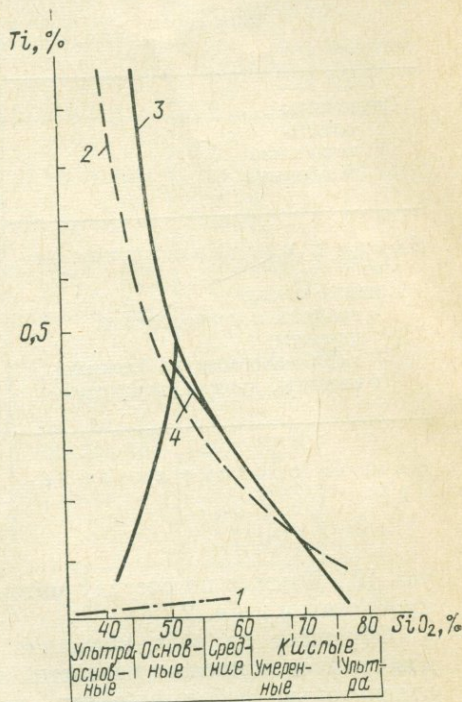


Рис. 2. Содержание титана в магматических породах — производных различных магм.

Магма: 1 — перидотитовая; 2, 3 — базальтовая при дифференциации на больших (2) и умеренных (3) глубинах; 4 — гранитная (по И. И. Абрамовичу, Е. Б. Высокостровской [96]).

Что касается остальных четырех элементов первой группы, то для германия характерна тенденция к уменьшению кларка с понижением основности, а для золота — к увеличению. Одинаковые

кларки селена и теллура во всех четырех типах пород, возможно, объясняются недостаточной точностью их оценки. Ко второй группе относятся В, С, N, S, Cl, кларки которых закономерно убывают с увеличением основности породы. К третьей, четвертой и пятой группам принадлежат элементы, для которых в общем

характерны максимальные кларки соответственно в кислых, средних и основных изверженных породах. В шестую и седьмую группы входят элементы, максимальные кларки которых характерны для ультраосновных и основных пород.

Элементы выделенных семи групп располагаются достаточно закономерно в периодической таблице, хотя и наблюдаются отдельные «аномалии», которые могут быть обусловлены как трудностями группирования элементов в связи с отсутствием между соседними группами резких границ, так и неверной оценкой кларков ряда элементов в отдельных типах пород. Следует, по-видимому, пересмотреть кларки Sc, Sb, W для средних и кислых пород, Be, Sr, I — для основных и ультраосновных.

Обращает на себя внимание общая закономерность: эндогенные рудные месторождения определенных элементов генетически связаны с магматическими породами, характеризующимися максимальными кларками этих элементов. Иначе говоря, формирование эндогенных месторождений обусловлено заключительным этапом становления магматического очага и отщепление рудного вещества как бы завершает процесс дифференциации магмы.

Естественно, что общие закономерности распределения химических элементов в главных типах магматических горных пород, рассмотренные выше, могут уточняться и детализироваться при использовании более детальных и сложных классификаций пород, что может быть иллюстрировано, например, поведением титана в изверженных породах Алтае-Саянской складчатой области (по И. И. Абрамовичу, Е. Б. Высокоостровской [96]). Как это следует из рис. 2, распределение титана в основных и ультраосновных породах разных формаций резко различно.

Сопоставительному изучению распределения содержаний элементов в эффузивных и интрузивных породах до сих пор уделялось мало внимания.

По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и А. Н. Заварицкого, содержание титана в эффузивах основного состава выше, а в эффузивах среднего и кислого состава ниже, чем в соответствующих интрузивных породах. Аналогичное поведение характерно для Р, Mn, Mg и Ca, по данным Дэли (Т. Ф. Барт, 1956 г.).

По данным Ф. И. Векиловой [6], содержания никеля и кобальта в средних и кислых эффузивах выше, нежели в соответствующих интрузивных породах, а для ультраосновных и основных пород наблюдается обратная картина, что объясняется большей дифференцированностью интрузивных пород по сравнению с эффузивными. В общем случае, по-видимому, степень дифференциации микроэлементов в эффузивных породах должна быть меньше, нежели в интрузивных, т. е. кислые эффузивы должны отличаться от интрузивных аналогов повышенными содержаниями элементов основных пород и пониженными — кислых. Для основных эффузивов должна наблюдаться противоположная картина.

Содержание элементов-примесей в различных типах магматических пород зависит от их возраста. Наибольшее количество данных по этому вопросу имеется для гранитоидов. Так, по данным К. Ранкама [78], в гранитах от древних докембрийских к молодым кайнозойским повышается содержание Li, Rb, Cs, Be, Ba, TR, Pb. Общеизвестен также факт повышения радиоактивности более молодых гранитов по сравнению с древними. По данным В. С. Коптева-Дворникова и др. [20], гранитоиды более древних интрузивных комплексов обогащены элементами группы железа (никель, кобальт) и медью, а более молодых — элементами редкометалльно-полиметаллической ассоциации (бериллий, молибден, индий, свинец, цинк). Такая закономерность в какой-то мере подтверждает гипотезу «зонной плавки» [8]. Процесс «зонной плавки» мог повторяться неоднократно, захватывая одни и те же участки земной коры, в связи с чем более молодые гранитоиды должны все более обогащаться кремнеземом, а также элементами, характерными для кислых магм. Для основных пород наблюдается обратная картина (Т. Ф. Барт, 1956 г.): кислотность основных эффузивов (базальтов) во времени падает и соответственно возрастает содержание в них элементов, характерных для основных магм (никель, кобальт, железо, титан, фосфор).

1.1.2. Осадочные породы

Общая закономерность распределения элементов-примесей в трех основных типах осадочных пород следующая: кларки элементов-примесей растут от песчаников к глинистым сланцам и резко падают в известняках. Чем более четко проявлена сортировка песчано-глинистых частиц и чем меньше примеси глинистого материала в известняках, тем резче различия в содержаниях элементов-примесей в ряду песчаники — алевролиты — аргиллиты (глины) — известняки.

Кларки элементов-примесей в глинах во времени не остаются постоянными. Для терригенных толщ от древних протерозойских к молодым кайнозойским отмечается общее уменьшение кларков калия, алюминия, титана, железа, никеля и кобальта. В частности, по никелю и кобальту, по данным Ф. И. Векиловой [6], кларки уменьшаются в 3 раза. Для других элементов наблюдается обратная закономерность. В частности, по натрию и кальцию кларки увеличиваются в 2—3 раза. По-видимому, процесс эволюции химического состава глин во времени связан с общей эволюцией условий в биосфере.

Естественно, что различаются кларки элементов в пресноводных и морских осадках. Так, например, в юрских и нижнемеловых терригенных толщах Прикаспийской впадины и Западно-Сибирской низменности наблюдается увеличение, примерно в 4 раза, кларков бора и стронция при переходе от пресноводных к морским глинам.

1.1.3. Количественные соотношения между кларками химических элементов в осадочных и магматических горных породах

В первом приближении для любого химического элемента в процессе формирования осадочных пород должно соблюдаться равенство

$$P_{к.п} C_{к.п} + M_{к.м} + M_{в.п} = P_{о.п} C_{о.п} + M_{о.м} + M_{г}, \quad (1)$$

где $P_{к.п}$ — общая масса эродированных кристаллических пород литосферы; $C_{к.п}$ — кларк элемента в кристаллических (магматических) породах литосферы; $M_{к.м}$ — глобальные запасы элемента в эродированных коренных (эндогенных) месторождениях; $M_{в.п}$ — общее количество элемента, поступившего в осадочную толщу с вулканогенным материалом либо гидротермальными растворами; $P_{о.п}$ — общая масса осадочных пород литосферы; $C_{о.п}$ — кларк элемента в осадочной толще литосферы; $M_{о.м}$ — глобальные запасы элемента в осадочных месторождениях; $M_{г}$ — общее количество элемента, содержащееся в гидросфере.

После некоторых преобразований получим относительное различие в кларках элемента в осадочных и исходных кристаллических породах:

$$K_i = \frac{C_{к.п} - a C_{о.п}}{C_{к.п}} = \frac{(M_{о.м} + M_{г}) - (M_{к.м} + M_{в.п})}{M_{к.п}}, \quad (2)$$

где $a = P_{о.п} / P_{к.п}$, $M_{к.п} = P_{к.п} C_{к.п}$.

Принимая $a = 0,95$, а также, что $M_{г} \ll M_{о.м}$ и $M_{к.м} \ll M_{в.п}$ для многих элементов, выражение (2) можно упростить:

$$K_i = \frac{C_{к.п} - 0,95 C_{о.п}}{C_{к.п}} = \frac{M_{о.м} - M_{в.п}}{M_{к.п}}, \quad (3)$$

т. е. относительное различие в кларках элемента в осадочных и исходных кристаллических породах определяет вероятность нахождения осадочных месторождений (при $C_{к.п} > 0,95 C_{о.п}$) либо вулканогенного материала в осадочной толще (при $C_{к.п} < 0,95 C_{о.п}$) [72].

Результаты расчетов по формуле (3) приведены в табл. 3, в которой элементы расположены в порядке убывания значений K_i и разделены на четыре группы.

I группа элементов, дефицит которых в осадочной толще должен компенсироваться либо наличием крупных месторождений осадочного генезиса, либо накоплением в гидросфере. Второе предположение в какой-то мере может быть справедливо лишь для натрия и магния, для остальных же элементов более обосновано первое. Действительно, для многих элементов этой группы характерны главным образом осадочные месторождения. Несколько необычное положение в этой группе занимают рассеянные (Та,

Группировка элементов по соотношению их кларков в осадочных
($C_{о.п}$) и магматических ($C_{к.п}$) породах

$$K_i = \frac{C_{к.п} - 0,95 C_{о.п}}{C_{к.п}} \cdot 100, \%$$

Интервал значений K_i , %		Элементы	Группа элементов
От +100 +50 +20	До +50 +20 +10	Ta, Ga, Na, In, Sc, Nb, Ge Ti, P, Co, Sr, Y, Ba, TR, V Au, Si, Mg, Al, Cu, Fe, Mn, K	I
±10		Th, Ag, Hf, Zr, O, Tl, Ni, Zn, Cr	II
-10 -20 -50 -100	-20 -50 -100 -200	Bi, Rb, W, Ca F, Pb, U, Cd, Cs Be, Mo, Li, La Sn	III
-200 -500	-500 -1000 -1000	Hg, I, Sb, As S, Se, B, Cl Br, C	IV

Ga, In, Nb, Ge, Y) и редкоземельные элементы. Возможно, что некоторые из них попадают в I группу в связи с ошибками в определении кларков в магматических или осадочных породах, однако вряд ли это главная причина. По-видимому, целесообразно параллельно с уточнением кларков поставить исследования по поискам месторождений этих элементов в осадочных формациях.

II группа слабодифференцированных элементов с K_i в пределах ±10%. В этой группе центральное место занимает кислород, который на 95% по объему слагает как кристаллические, так и осадочные породы. Именно такое положение кислорода и позволяет, по существу, использовать «метод кларков» для оценки баланса при миграции различных химических элементов.

III группа элементов, повышенный кларк которых в осадочной толще в какой-то мере может быть обусловлен эрозией наиболее обогащенных этими элементами верхних горизонтов гранитного слоя литосферы, в том числе и эндогенных месторождений, развитых главным образом в эндоконтактных частях интрузивных массивов. Не исключена возможность и привноса этих элементов в осадочную толщу с постмагматическими растворами или с вулканогенным материалом в бассейны седиментации. В пользу этого предположения говорит и тот факт, что большинство элементов этой группы (10 из 14) относится к элементам кислых и средних магм.

IV группа элементов, резкое накопление которых в осадочной толще может быть обусловлено привнесом их с вулканогенным материалом, о чем свидетельствует и сам перечень элементов, попадающих в эту группу. Характерно, что для этих элементов наблюдается увеличение роли типично осадочных месторождений с ростом абсолютных значений K_i .

1.2. ОСНОВНЫЕ ВИДЫ И ФОРМЫ СУЩЕСТВОВАНИЯ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЛИТОСФЕРЕ

При всем многообразии видов и форм существования химических элементов в литосфере с точки зрения практики геохимических методов поисков рудных месторождений целесообразно рассмотреть вопрос с двух позиций — качественной и количественной характеристики поведения элементов, выделив соответственно минеральный и безминеральный, концентрированный и рассеянный виды.

1.2.1. Минеральный и безминеральный виды

Минеральный вид

В настоящее время известно около 3000 минералов различного состава. По сравнению с искусственными соединениями минеральный мир обладает значительно меньшим разнообразием. Одна из причин этого — низкие кларки многих элементов. На прямую связь между способностью элемента к минералообразованию и его кларком в литосфере обращали внимание многие авторы (А. А. Сауков, А. Г. Бетехтин и другие).

На рис. 3 изображено поле корреляции между числом собственных минералов и кларком элемента в литосфере. Соответствующая обработка позволяет говорить о наличии тесной корреляционной связи вида

$$N = 200 \sqrt[4]{C_K} \cdot 1,5 \pm 1. \quad (4)$$

Элементы, образующие большее количество минеральных видов, нежели это следует из выражения (4), могут быть названы минералофильными, меньшее — минералофобными. Минералофильность или минералофобность элементов определяются многими причинами, из которых главную роль играют химические свойства элемента, изоморфизм и физико-химические условия процессов минералообразования.

Для элементов с одинаковыми свойствами, аналогичным строением и размерами ионов, но с разными концентрациями в исходном расплаве или растворе характерно явление изоморфизма: элементы с меньшей концентрацией будут входить в кристаллические решетки, образуемые элементами с большими концентрациями. Если же данный элемент не находит себе в окружающей

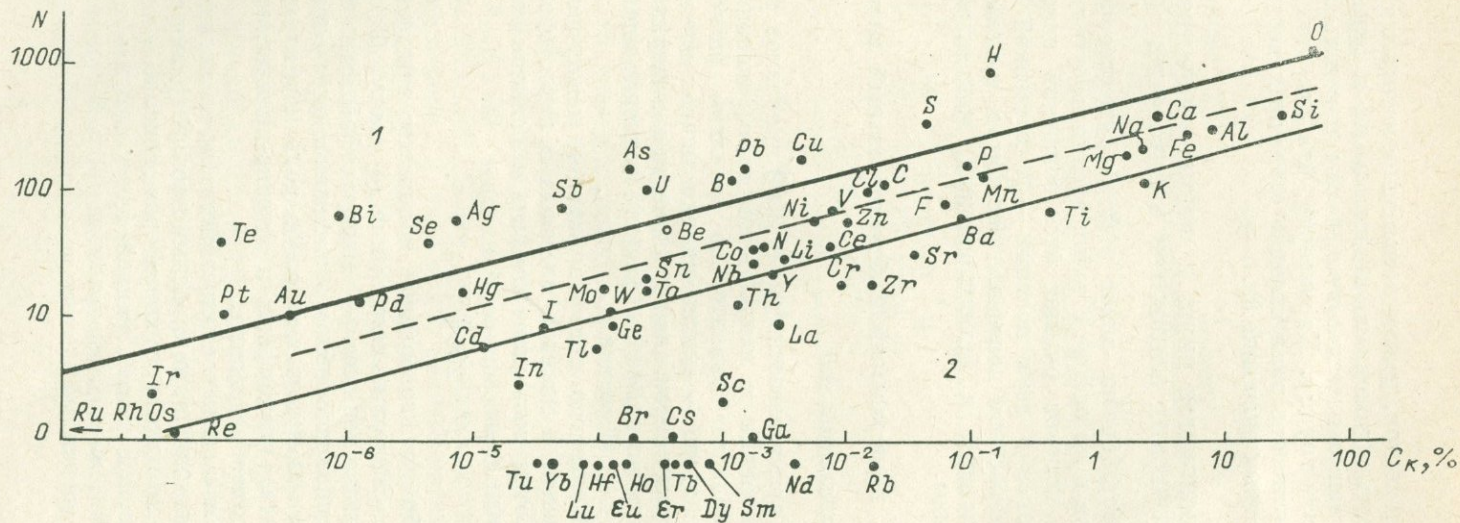


Рис. 3. Зависимость числа собственных минералов (N) от кларка элемента в литосфере (C_k , %).

Элементы: 1 — минералофильные (Bi, Sb и др.); 2 — минералофобные (Sc, Ga и др.).

среде близких по размерам и строению ионов «главных элементов», то при кристаллизации он образует самостоятельные соединения.

Распространенность различных минералов в литосфере может быть охарактеризована следующими данными: на 98,7% литосфера состоит из кислородных соединений, причем из них 80% составляют силикаты, 17 — окислы и 1,7 — карбонаты. На остальные 22 класса минеральных видов (сульфиды и их аналоги, галлоидные соединения и др.) приходится в сумме менее 1,5% массы литосферы.

Анализируя распределение минералов с генетических позиций, А. Г. Бетехтин (1951 г.) отмечает, что наименьшее число минеральных видов наблюдается в изверженных породах, возникших в условиях высоких температур и давлений; несравненно большее число минералов характерно для постмагматических образований и максимальное — для экзогенных условий.

Безминеральный вид

Безминеральный вид существования химических элементов в литосфере распространен весьма широко, а для ряда элементов он является единственным, коль скоро их собственные минералы в природе пока не обнаружены.

В литосфере можно выделить семь форм безминерального вида существования химических элементов: изоморфные примеси; эпитаксические включения; механические неструктурные включения; микрокосмическое рассеяние; растворы во внутрикристаллических газожидких включениях; растворы в поровых (молекулярно-пленочных) водах; сорбированное состояние.

Первые три формы могут быть отнесены к безминеральному виду несколько условно, так как понятия «собственный минерал элемента» или «элемент-примесь в минерале» становятся неопределенными в случае совершенного изоморфизма двух элементов, а эпитаксические включения и особенно механические неструктурные включения могут рассматриваться как микроминеральные образования. Тем не менее с позиций чисто практических удобно относить эти формы к безминеральному виду существования элементов.

Изоморфные примеси. Степень совершенства изоморфных замещений различных элементов определяется близостью их ионных радиусов, причем изоморфное замещение возможно при различии радиусов не более чем на 20—30%. Признавая существенную роль изоморфизма как одной из ведущих форм безминерального существования элементов, не следует придавать ему столь универсальное значение, как это делается в некоторых работах. Самым убедительным доводом в пользу этого является экспериментально установленное присутствие в любом минерале широкого круга элементов-примесей, большинство из которых не

подчиняется известным правилам изоморфных замещений (по В. А. Франк-Каменецкому, 1964 г.).

Эпитаксические включения в минералах, как и изоморфные примеси, относятся к разряду структурных. Однако в отличие от изоморфной примеси, где элемент-примесь находится в состоянии атомарного рассеяния, эпитаксические включения обособляются в виде самостоятельной кристаллической фазы с четко выраженной границей раздела между «кристаллом-хозяином» и включением. Для образования эпитаксических включений основным условием является наличие геометрического подобия структурного мотива кристалла-хозяина и включения.

Количественную оценку роли эпитаксических включений по сравнению хотя бы с изоморфными примесями дать затруднительно. Можно лишь предполагать, что в общем роль эпитаксических включений соизмерима с ролью изоморфных примесей, а в частных случаях и превосходит ее.

Механические неструктурные включения в минералах могут иметь размеры от нескольких молекул, заполняющих незакономерно расположенные полости («дырки») в кристаллической решетке минерала-хозяина, до макроскопических минеральных зерен. В отличие от эпитаксических включений в этом случае не наблюдается структурной связи между включением и минералом-хозяином. Неструктурные включения наиболее характерны для минералов с островным, цепным и особенно слоистым структурным мотивом решетки, к которым относятся в первую очередь слюды, графит, водные алюмосиликаты, глинистые минералы. Для этих минералов бесструктурные включения играют, по-видимому, большую роль, нежели изоморфные примеси и эпитаксические включения.

Микрокосмическое рассеяние. Особый интерес представляют высказывания В. И. Вернадского [7] о микрокосмическом, квазигазообразном, рассеянии элементов как весьма распространенной безминеральной форме их существования в литосфере. Микрокосмические смеси В. И. Вернадского, не поддающиеся пока точному исследованию, вероятно, могут относиться к различным типам твердых растворов.

Квазигазообразное (микрокосмическое) состояние элементов в литосфере является формой не менее важной, нежели изоморфные примеси, эпитаксические и бесструктурные (механические) включения, особенно для элементов с весьма низкими кларками.

Растворы во внутрикристаллических газожидких включениях. Газожидкие включения присутствуют, по-видимому, во всех минералах независимо от их генезиса. Общий объем включений в молочно-белом кварце достигает нескольких процентов. При общей минерализации газожидких включений от 10 до 700 г/л средние содержания основных элементов достигают, г/л: Na — 25, Ca — 40, K — 10, Mg — 20, Si — 30, Cl — 50, C — 10, S — 2, F — 1,5, Al — 2, Fe — 2.

В ряде случаев обнаруживается бор, стронций (до 0,1 г/л). Что касается тяжелых металлов (меди, свинца, цинка, урана и др.), то их содержания обычно не превышают порога чувствительности спектрального анализа сухого остатка, что в пересчете составляет максимум 1 мг/л, а чаще, по-видимому, снижаются до 10^{-3} мг/л. Используя эти данные, можно оценить роль газожидких включений в общем балансе элементов в литосфере, %: для Cl и S $n \cdot 10$, для S и F $n \cdot 1$, для Na, Ca, K, Mg $n \cdot 10^{-1}$, для Si, Fe, Al $n \cdot 10^{-2}$, для большинства тяжелых металлов 10^{-3} .

Растворы в поровых водах и сорбированное состояние. Разделить эти две формы безминерального вида существования химических элементов можно лишь условно по степени подвижности ионов: растворенная составляющая извлекается в водные вытяжки, сорбированная — в слабощелочные и слабокислотные, не разрушающие кристаллической структуры вещества. В изверженных горных породах к подвижным формам, извлекаемым в слабощелочные и слабокислотные вытяжки, относятся, по-видимому, микровключения легкорастворимых соединений (акцессорных минералов?).

В гранитоидах доля легко выщелачиваемых форм нахождения свинца, цинка, молибдена, урана колеблется от 18 до 75%. Основную роль, по мнению Л. В. Таусона [94], при этом играют микровключения сульфидов свинца, цинка, молибдена, кислородных соединений урана и молибдена, молекулярное рассеяние и, возможно, сорбированное состояние урана. Совершенно не рассматривается роль молекулярно-пленочных вод. Напротив, по мнению Н. И. Сафронова [86], главную роль играют растворы поровых и пленочных вод, в которых концентрация легкоподвижных (гидрофильных) элементов должна быть во много раз выше кларков в твердой фазе. Вопрос этот недостаточно изучен (для подавляющего большинства элементов отсутствуют необходимые экспериментальные данные).

В осадочных породах в зависимости от их гранулометрического состава и влажности соотношение количества элементов-примесей, растворенных в поровых водах и сорбированных на поверхности частиц, может меняться в ту или иную сторону. Чем меньше размеры частиц, т. е. чем больше суммарная их поверхность, тем интенсивнее проявляются процессы сорбции. К числу наиболее сильных природных сорбентов относятся окислы железа и марганца, алюмосиликагели, глинистые минералы типа монтмориллонита, каолинита, почвенный поглощающий комплекс, включающий коллоидные продукты выветривания горных пород и разложения растительных остатков. В неизмененных осадочных породах доля сорбированной составляющей элементов-примесей может достигать, по-видимому, десятков процентов от валового содержания. При диагенезе и метаморфизме осадочные образования теряют огромные массы воды, вместе с которой могут мигрировать и многие химические элементы, находящиеся в подвижных

Соотношение минерального и безминерального видов существования элементов в литосфере

Группа элементов	Число элементов	Элементы	Соотношение видов и форм существования, %		
			Минеральный вид	Безминеральный вид	
				Прочно-связанные формы	Подвижные формы
I	8	O, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Fe	95—98	$n \cdot 1$	$n \cdot 10^{-1}$
II	6	P, Ti, Cr, Sr, Zr, Ba	$n \cdot 10$	$n \cdot 10$	$n \cdot 1$
III	6	H, B, C, F, S, Cl	$n \cdot 1$	$n \cdot 10$	$n \cdot 10$
IV	26	Li, Be, V, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se	$n \cdot 10^{-1}$	$n \cdot 10$	$n \cdot 5$
		Y, Nb, Mo, Ag, Sn, Sb, Te, Ce, Ta, W, Au, Hg, Pb, Bi, Th, U	$n \cdot 10^{-2}$		
V	17	Se, Ga, Ge, Br, Ru, Rh, Pd, Cd, In, Cs, I, La, Re, Os, Ir, Pt, Tl	$n \cdot 10^{-3}$	$n \cdot 10$	$n \cdot 3$
VI	14	Rb, TR, Hf	0	$n \cdot 10$	$n \cdot 1$

формах. По мнению А. А. Саукова [85], именно такой путь формирования гидротермальных растворов является одним из наиболее важных.

Подводя итог рассмотрению минерального и безминерального видов существования химических элементов, приведем табл. 4, в которой показана группировка элементов по значимости того или иного вида. Как следует из табл. 4, минеральный вид существования характерен практически всего для 20 элементов. Для остальных элементов доля минерального вида не превышает в сумме 1% от их валового содержания в литосфере.

1.2.2. Концентрированный и рассеянный виды

Неравномерность распределения химических элементов — характерное свойство всех геологических объектов. При заданной системе опробования можно изучать это свойство на различных уровнях, начиная от минералов и кончая Землей в целом. В любом случае мы можем наблюдать на отдельных участках anomalно повышенные содержания тех или иных элементов на фоне средних содержаний.

Средние содержания (кларки) с учетом присущих им флюктуаций характеризуют рассеянный вид существования химических элементов, anomalно повышенные — концентрированный.

На уровне опробования микрообъектов размерами $n \cdot 10^{-1}$ — $n \cdot 10^2$ мм концентрированный и рассеянный виды существования

элементов смыкаются соответственно с минеральным и безминеральным видами. На уровне опробования макрообъектов размерами $n \cdot 10 - n \cdot 10^2$ м концентрированный и рассеянный виды существования (безразлично, в минеральном или безминеральном видах находятся эти элементы в объектах) характеризуют практически наиболее интересное распределение, так как при определенных условиях объекты с концентрированным видом существования элементов являются рудными телами. В более широком плане на уровне изучения крупных регионов можно говорить о концентрированном и рассеянном видах существования химических элементов в геологических объектах размерами $n \cdot 1 - n \cdot 10^2$ км, представленных массивами или толщами различных горных пород. Можно рассматривать, например, толщи известняков как объекты с концентрированным существованием кальция и углерода на фоне более низких кларков этих элементов в других типах горных пород.

Огромная роль рассеянного вида существования для большинства химических элементов на уровне микрообъектов (минералов) рассматривалась ранее при анализе минерального — би-минерального вида существования. Концентрированный (минеральный) вид существования на этом уровне характерен лишь для небольшой группы элементов. На уровне макрообъектов даже для этих элементов главную роль играет рассеянный вид существования.

Характеристика рассеянного и концентрированного видов существования химических элементов может быть дана с двух позиций:

а) концентрация химических элементов в объектах, что в какой-то мере может быть отождествлено с понятием «кларк концентрации», введенным в геохимию А. Е. Ферсманом;

б) запасов химических элементов в объектах.

Нас больше всего интересует, естественно, соотношение концентрированного и рассеянного видов существования химических элементов на уровне изучения макрообъектов, к которым относятся хорошо изученные промышленные типы месторождений. Хотя известные в настоящее время сведения по промышленным типам месторождений полезных ископаемых представляют собой ограниченную выборку из всей массы геологических объектов, характеризующихся концентрированным видом существования элементов, с известными оговорками можно оперировать этими данными для выявления закономерностей, представляющих несомненный практический интерес.

Концентрация элементов в макрообъектах

Используя известные данные о средних содержаниях элементов в рудах различных типов месторождений, можно оценить кларк концентрации элементов в рудах ($K_k = C_p/C_k$), который

колеблется в весьма широких пределах: от 1,3 для кремния до $4,5 \cdot 10^5$ для висмута.

Естественно, что в общем наблюдается увеличение K_k с уменьшением кларка химических элементов, однако на фоне этой общей закономерности отдельные группы элементов характеризуются аномально высокими или аномально низкими кларками концентраций. Если принять логарифм предельно возможного кларка концентрации элемента за единицу, то в долях этой единицы логарифм кларка концентрации (удельный логарифмический кларк концентрации a) будет равен

$$a = \lg(\bar{C}_p/C_k) / \lg(100/C_k). \quad (5)$$

По значениям a элементы располагаются в порядке, указанном на рис. 4. Для большинства элементов значения $0,33 \leq a \leq 0,66$, что можно считать характерным для нормальных руд. Достаточно четко выделяются группы элементов с $a < 0,33$ и с $a > 0,66$, для которых соответственно характерны обедненные и обогащенные руды. Обогащенные руды образуют элементы магматических эманаций, щелочные и щелочноземельные, группы железа, свинец и цинк. Обедненные руды характерны для так называемых рассеянных элементов.

Из выражения (5) следует, что

$$C_p = 100^a C_k^{1-a}. \quad (6)$$

Для элементов, образующих нормальные руды, $\bar{a} = 0,5$, т. е. между средним содержанием элемента в рудах и его кларком в литосфере существует зависимость

$$C_p = 10\sqrt{C_k}. \quad (7)$$

Если считать, что образование руд есть следствие процессов концентрации элементов из рассеянного состояния, то независимо от путей миграции затраты энергии на рудообразование должны быть пропорциональны кларку концентрации. Формула Н. И. Сафронова [86] для расчета «энергии рудообразования» имеет вид

$$E = K_k \ln K_k. \quad (8)$$

В основу вывода формулы положено уравнение, используемое в термодинамике идеальных газов для изотермических процессов при расчете затрат внешней энергии на сжатие газа, дополненное коэффициентом полезного действия, пропорциональным атомной концентрации элемента в единице объема.

Для полиэлементных руд формула имеет вид

$$\sum E_i = \sum_1^n K_{k_i} \ln K_{k_i}. \quad (9)$$

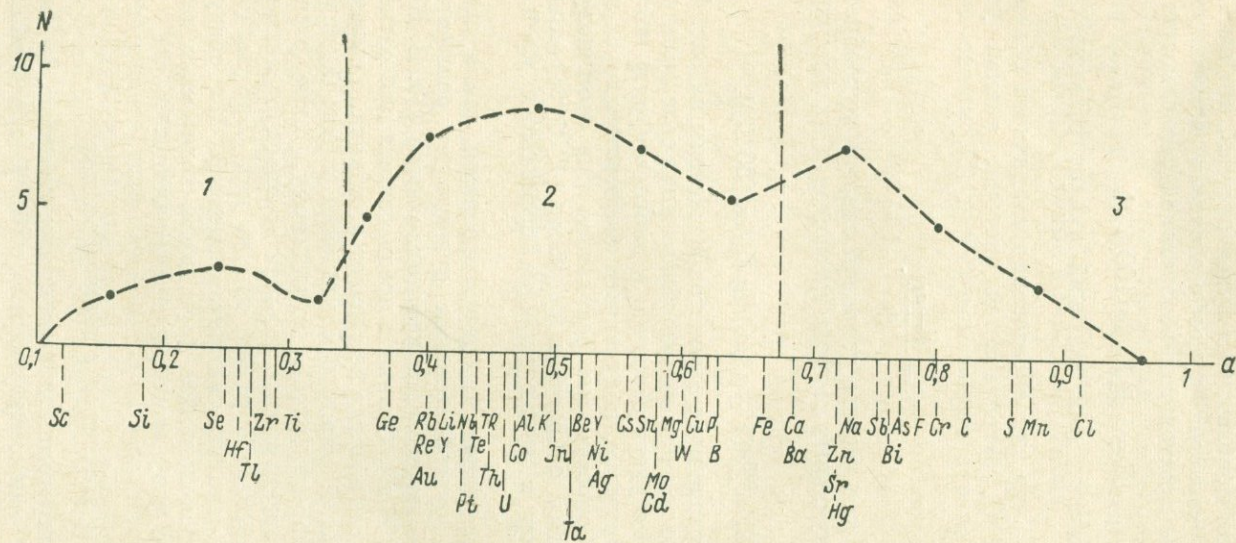


Рис. 4. Гистограмма распределения элементов по величине удельного логарифмического кларка концентрации

$$a = \lg(C_p/C_K) / \lg(100/C_K).$$

Руды: 1 — обедненные, $a < 0,33$; 2 — нормальные, $0,33 < a < 0,66$; 3 — обогащенные, $a > 0,66$.

Расчет проводится без учета зависимости E_i от индивидуальных свойств элементов и их кларков.

В самом первом приближении будем считать, что в интервале $C_k < C_p < 100\%$ «энергия рудообразования» изменяется от 0 до ∞ по наиболее простой гиперболической зависимости:

$$E = b [\lg K_k / \lg (100/C_p)], \quad (10)$$

где b — коэффициент, учитывающий индивидуальные свойства элемента.

Если принять, что для образования единичного объема руды с концентрацией C_p затрачивается энергия, равная условной единице, то, используя выражения (10) и (5), можно получить

$$b_i = \frac{1 - a_i}{a_i}. \quad (11)$$

Или формула для расчета условной энергии рудообразования с учетом индивидуальных свойств элементов и их кларков будет иметь вид

$$\sum E_i = \sum [(1 - a_i) / a_i] [\lg K_k / \lg (100/C_p)]. \quad (12)$$

Значения a_i для различных элементов приведены на рис. 4.

Эквивалентные по энергии рудообразования содержания в весовых процентах (без учета различия в плотности руд) могут быть вычислены по формулам, полученным соответственно из выражений (9) и (12). Сопоставимые результаты при этом получаются лишь для элементов с низкими кларками ($< 10^{-3}\%$) при содержаниях элементов в рудах порядка нескольких процентов и меньше.

Как известно, наряду с рассмотренными выше способами расчета энергии рудообразования существуют различные способы, основанные на законах кристаллохимии (Ю. В. Казицын, В. А. Рудник, 1968 г.). Однако в предлагаемых для расчета формулах в этом случае энергия не зависит от кларка, а определяется внутренней энергией каждого соединения и его молекулярным количеством в породе (руде). По-видимому, такие расчеты непригодны для энергетического анализа перераспределения микрокомпонентов в породах и рудах, так же как формулы (9) и (12) непригодны для анализа макрокомпонентов. Их следует рассматривать как дополняющие друг друга, хотя они и дают пока несопоставимые в результате расчета величины.

Запасы элементов в макрообъектах

Процесс формирования месторождения не может, по-видимому, рассматриваться как непрерывный, идущий при любых, сколь угодно малых порциях внешней энергии, выделяемой в единице объема. Скорее всего, до некоторого энергетического уровня обра-

зования руд происходить не будет, т. е. должна существовать какая-то минимальная порция энергии, начиная с которой возникает процесс рудообразования. Этот же вопрос можно рассматривать и с позиций представлений о геохимических барьерах. Если барьер контрастный и время образования руд длительное, то будет формироваться крупное по запасам месторождение с относительно богатыми рудами, если барьер размытый и время рудообразования невелико, то может быть сформировано небольшое по запасам месторождение с бедными рудами.

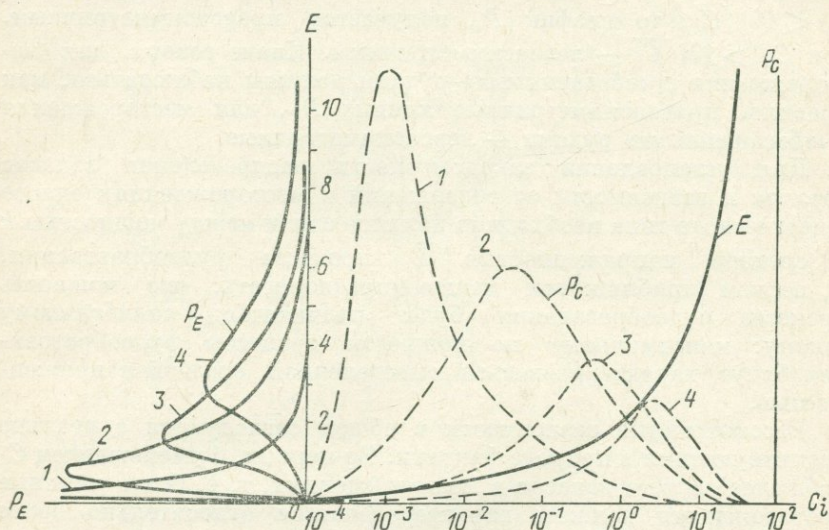


Рис. 5. Графики распределения содержания элемента в рудах (P_C) при одинаковой мощности (суммарной энергии $\sum P_E = 1$) и различной напряженности [$E = f(\lambda)$] процесса рудообразования. Кларк элемента $C_K = 10^{-4} \%$.

В общем случае можно принять, что распределение удельных энергий в пределах объема, где происходит формирование месторождения, будет аппроксимироваться выражением, аналогичным уравнению Максвелла для распределения молекул по энергиям:

$$P_E = k\lambda^{3/2} e^{-\lambda E \sqrt{E}}, \quad (13)$$

где P_E — плотность вероятности распределения удельной энергии в объеме рудного тела; k , λ — параметры, определяющие мощность и напряженность процесса рудообразования.

Параметр k определяет суммарные запасы месторождения (мощность процесса рудообразования), λ — распределение запасов по содержаниям элемента в рудах (напряженность процесса). Характер графиков P_E при $k = 1$ для четырех значений λ изображен на рис. 5. Используя зависимость $E = f(C_i)$ [формула (10)],

можно перейти от функции P_E к функции $P_C = \varphi(C_i)$, что и выполнено графически на рис. 5. Обращает на себя внимание характер графиков P_C : с увеличением λ (напряженности процесса рудообразования) графики переходят от левоасимметричных через симметричные к правоасимметричным. График получается симметричным (т. е. имеет место логнормальный закон распределения содержаний элемента в рудах) при условии, когда P_E достигает максимума при значении E , соответствующем содержанию $C_p = 10\sqrt{C_k}$. Если же P_E достигает максимума при E , отвечающем $C_p < 10\sqrt{C_k}$, то график P_C получается правоасимметричным, при $C_p > 10\sqrt{C_k}$ — левоасимметричным. Иначе говоря, для месторождения с «обедненными» рудами должны наблюдаться, как правило, правоасимметричные кривые P_C , для месторождения с «обогащенными» рудами — левоасимметричные.

Для установления закономерности распределения запасов металла в зависимости от содержаний в месторождениях одного генетического типа необходимо наличие связи между мощностью k и средней напряженностью \bar{E} процесса рудообразования. В первом приближении можно предполагать, что мощность процесса рудообразования будет подчиняться аналогичному закону: максимальные по мощности процессы рудообразования будут характеризоваться определенной средней напряженностью.

Рассмотренные зависимости в общем согласуются с реально существующими в природе фактами. Во-первых, с уменьшением C_p наблюдается рост запасов в месторождениях, т. е. более крупные месторождения должны характеризоваться относительно более бедными рудами. Во-вторых, для каждого генетического типа месторождений существуют оптимальные средние и бортовые содержания, при которых суммарные запасы и прирост запасов достигают максимума. Иной точки зрения придерживается Н. И. Сафронов [86], который считает, что с уменьшением C_p суммарные запасы возрастают непрерывно, достигая при $C_p = C_k$ максимума. Этот вывод, на наш взгляд, в принципе неверен, так как само определение понятия «месторождение» требует исключения из рассмотрения содержания $C_p \leq C_k \varepsilon^3$.

Перейдем к рассмотрению вопроса о связи запасов металлов в месторождениях с их кларками в литосфере.

Используя данные В. И. Красникова [48], можно построить поле корреляции между запасами металлов в средних по запасам месторождениях и кларком в литосфере (рис. 6). Как следует из рис. 6, корреляция между запасами (в тоннах) и кларком элемента (в процентах) достаточно тесная, причем в первом приближении можно принять следующую зависимость для средних месторождений:

$$q_{\text{ср}} = 10^7 C_k. \quad (14)$$

Учитывая, что запасы металлов в соседних классах месторождений отличаются в 10 раз, можно записать

$$q_i = 10^n C_k, \quad (15)$$

где $n = 5, 6, 7, 8, 9$ соответственно для рудопроявлений, мелких, средних, крупных и уникальных месторождений.

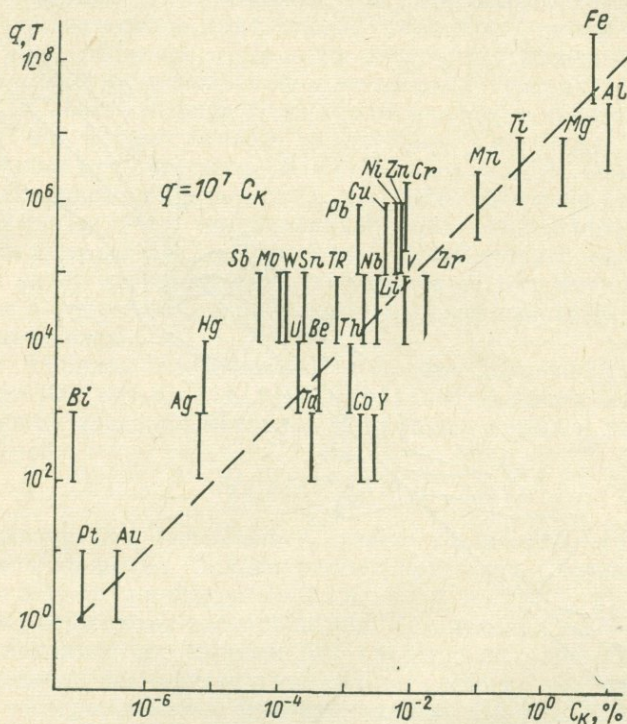


Рис. 6. Поле корреляции между запасами элементов в классе средних месторождений и кларками элементов в литосфере.

Интересно отметить, что, по данным Л. Н. Овчинникова [64], запасы самых крупных в мире гидротермальных месторождений золота, сурьмы, молибдена, мышьяка, олова, вольфрама, меди, свинца и цинка связаны с кларком этих элементов в гранитоидах аналогичной зависимостью при $n = 9,5$, т. е. практически равному значению для уникальных месторождений.

Используя статистические данные о глобальных мировых запасах элементов, можно установить наличие тесной корреляционной связи между глобальными запасами и кларком элемента в литосфере (рис. 7). Уравнение регрессии имеет вид

$$Q_{\Sigma} = 10^{10} C_k. \quad (16)$$

Интересно отметить, что, как это следует из рис. 7, приведенная зависимость (16) оказывается наиболее справедливой для элементов, образующих «нормальные» руды ($a = 0,5$). Элементы, образующие обогащенные руды ($a > 0,5$), характеризуются

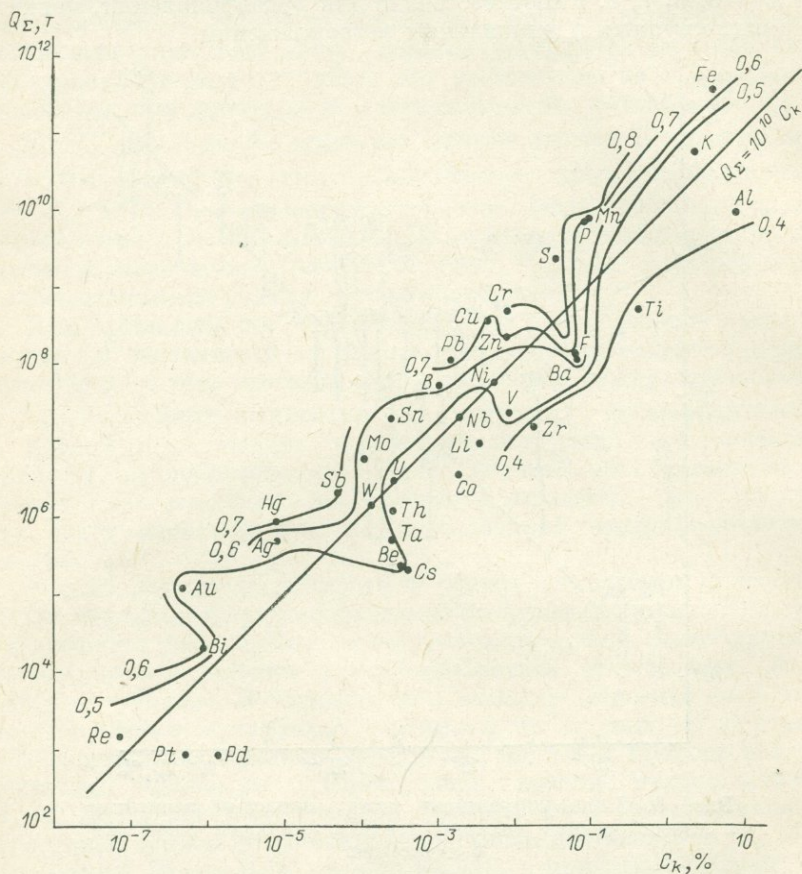


Рис. 7. Поле корреляции между суммарными запасами элементов в известных месторождениях (на 1964 г.) и их кларками в литосфере с изолиниями концентрации элементов в рудах.

$$a = \lg K_K / \lg (100/C_K).$$

бóльшими глобальными запасами, а образующие обедненные ($a < 0,5$) — меньшими. Это свидетельствует о ведущей роли природных, а не экономических факторов, коль скоро различия в кондициях должны были привести к обратному соотношению: с уменьшением относительных средних содержаний (т. е. при переходе от месторождений элементов с обогащенными рудами к месторождениям с обедненными рудами) глобальные запасы должны были бы возрастать.

Оценку прогнозных глобальных запасов на материках до глубины 1 км пытался дать В. И. Красников [48], по мнению которого даже для достаточно хорошо изученных крупных территорий типа США, Западной Европы в среднем можно ожидать увеличения запасов по сравнению с известными в настоящее время примерно в 40 раз за счет обнаружения новых месторождений и снижения кондиций. Если считать, что изученность остальных $\frac{2}{3}$ территории материков примерно в 3 раза хуже, о чем свидетельствуют статистические данные по количеству известных и эксплуатируемых месторождений в различных странах, и что примерно для 30% площади отсутствуют данные о запасах, то глобальные прогнозные запасы до глубины 1 км будут примерно в 150 раз больше известных. А. И. Семенов и А. А. Смыслов [88] оценивают прогнозные запасы для девяти элементов (хром, марганец, железо, медь, цинк, свинец, молибден, сурьма, ртуть) в месторождениях до глубины 1 км по всей суше с учетом включения в класс месторождений объектов с весьма низкими содержаниями в рудах цифрами, в среднем превышающими в 600 раз известные запасы.

Если принять коэффициент прироста прогнозных запасов равным $n \cdot 100$, то можно получить следующую зависимость между глобальными запасами металлов в месторождениях и их кларком в литосфере:

$$Q_{\Sigma} = n \cdot 10^{12} C_k. \quad (17)$$

Используя это соотношение, легко установить, что среднее значение отношения концентрированного вида существования элемента к рассеянному равно 0,1%.

Далее, количество месторождений различных классов обратно пропорционально их запасам (крупности): на одно уникальное месторождение приходится в земной коре многие десятки и сотни мелких месторождений и рудопроявлений. На рис. 8 приведены эмпирические зависимости числа мелких, средних и крупных месторождений для различных металлов. Эта зависимость может быть представлена в виде выражения

$$N_i/N_{i+1} = (q_{i+1}/q_i)^b, \quad (18)$$

где N и q — число месторождений и запасы отдельного месторождения в соседних классах.

Как это следует из рис. 8, показатель степени b для различных металлов изменяется от 0,5 до 0,83 и может быть в среднем принят равным 0,6; иначе говоря, число месторождений соседних классов различается в 4 раза.

По мнению А. П. Соловова [37], полученное эмпирическое соотношение между численностью крупных, средних и мелких месторождений 1 : 4 : 16 должно быть исправлено на 1 : 7 : 49 за счет большей вероятности пропуска при поисковых работах

средних и особенно мелких месторождений по сравнению с крупными.

Указанные зависимости, по мнению А. П. Соловова [37] и Н. И. Сафронова [86], могут быть экстраполированы в сторону

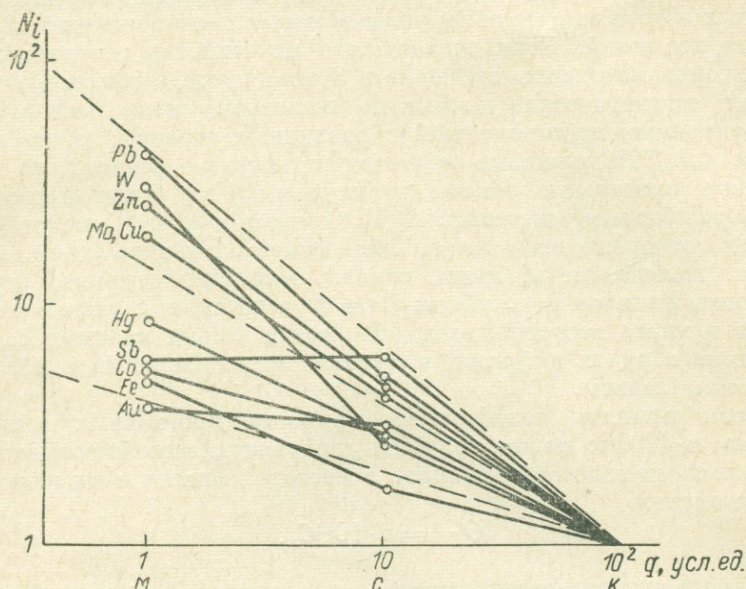


Рис. 8. Число мелких (*m*) и средних (*c*) месторождений, приходящихся на одно крупное (*k*) для различных металлов (по В. И. Красникову, [48]).

более мелких месторождений сколь угодно далеко. В этом случае, используя соотношение (18), можно записать

$$Q_i = q_0 \cdot 10^i N_0 k^{-i} = Q_0 (10/k)^i, \quad (19)$$

где Q_i — суммарные запасы элемента в месторождениях i -го класса; q_0 — запасы в наиболее мелком месторождении в данной выборке; N_0 — число месторождений «начального» класса (q_0); k — коэффициент, принимающий значения от 4 (по В. И. Красникову и Н. И. Сафронову) до 7 (по А. П. Соловову).

Такое распределение месторождений по классам крупности аналогично широко используемому в практике экономических и демографических исследований распределению Парето [47].

Интересно отметить, что данные по месторождениям золота, цинка и меди на территории США [5] хорошо согласуются с распределением Парето, причем коэффициент k для месторождений золота и цинка равен 2,5, для меди — 5.

Основной особенностью распределения Парето является монотонное изменение N_i и Q_i на всем интервале $q_0 - q_{\max}$. Однако возможно и другое предположение: распределение суммарных запасов в различных классах крупности месторождений может

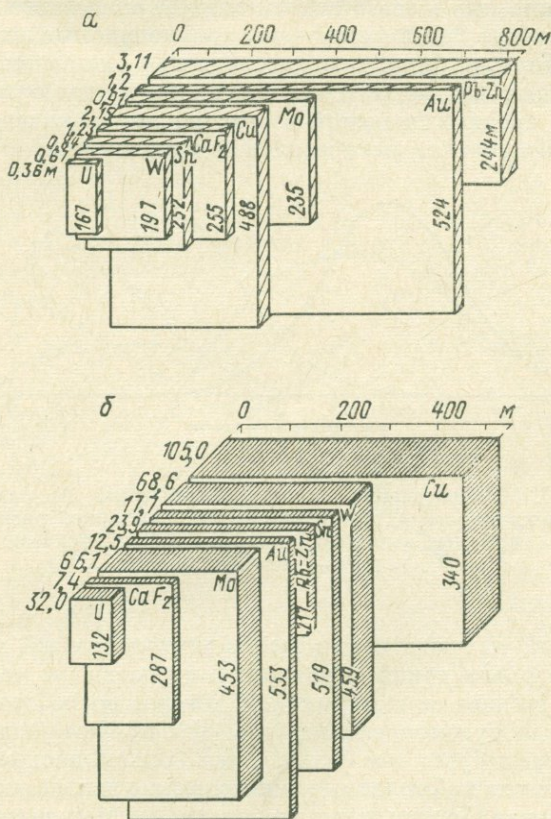


Рис. 9. Средние размеры рудных жил (а) и метасоматических залежей (б) (по Л. Н. Овчинникову [64]).

Степень изменчивости размеров ε от 1,2 до 6,4; в среднем $\varepsilon = 3,0$.

быть аппроксимировано, как, например, и распределение самородков золота различной крупности или распределение проб с различными содержаниями в отдельном рудном теле, логнормальным законом, на что в свое время указывал Н. К. Разумовский [77] и к чему склоняется также Л. Н. Овчинников [64]. Для наиболее широко распространенного класса гидротермальных месторождений, связанных с гранитоидной магмой, Л. Н. Овчинниковым были статистически обработаны фактические данные по 700 месторождениям различных металлов и было отмечено, что

эмпирические распределения размеров рудных жил и метасоматических залежей по простиранию, падению и мощности хорошо согласуются с логнормальным законом независимо от возраста и геотектонических условий (рис. 9).

Естественно, что к этим цифрам следует относиться осторожно, так как в выборку были включены только промышленные месторождения. Гораздо более многочисленные рудопроявления и рудные индикации при включении их в общую выборку приведут к смещению средних значений в сторону их уменьшения, однако общая характеристика распределения вряд ли сильно изменится.

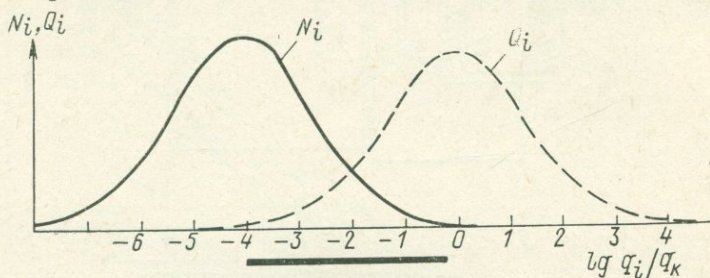


Рис. 10. Распределение числа месторождений N_i различных классов крупности q_i при условии логнормального распределения их суммарных запасов Q_i (жирной линией показан наблюдаемый интервал).

Если это так, то среди всех классов месторождений данного элемента должен быть такой, в котором сосредоточены максимальные его запасы, и слева от него такой, в котором сосредоточено максимальное число рудопроявлений (рис. 10), причем различие между этими классами будет тем больше, чем больше дисперсия распределения. Обычно наблюдаемые эмпирические закономерности относятся к интервалу между двумя максимумами. Можно предполагать, что для получения правой ветви кривой Q_i недостаточно статистического материала, а для получения левой ветви кривой N_i недостаточна детальность исследований на значительных площадях. При таком предположении распределение суммарных запасов месторождений различных классов может быть аппроксимировано выражением

$$Q_i = [Q_m / (\sigma_{lg} \sqrt{2\pi})] e^{-(\lg q_i - \lg q_m)^2 / (2\sigma_{lg}^2)}, \quad (20)$$

где m — класс месторождений с максимальными суммарными запасами; σ_{lg}^2 — дисперсия логарифмов суммарных запасов месторождений различных классов крупности.

Если принять, что глобальные прогнозные запасы любого элемента

$$Q_{\Sigma\Sigma} = 5 \cdot 10^{12} C_k, \quad (21)$$

то, используя модель распределения типа Парето или логнормальный закон, можно рассчитать среднее число месторождений различных классов, приходящееся на 10^6 км² суши. Расчеты будем вести в диапазоне девяти классов: по три класса в обе стороны от надежно охарактеризованного интервала от крупных до мелких месторождений. Расширяя классификацию В. И. Красникова [48], будем именовать последовательно классы месторождений следующим образом: феноменальные (ϕ), суперуникальные (c, y),

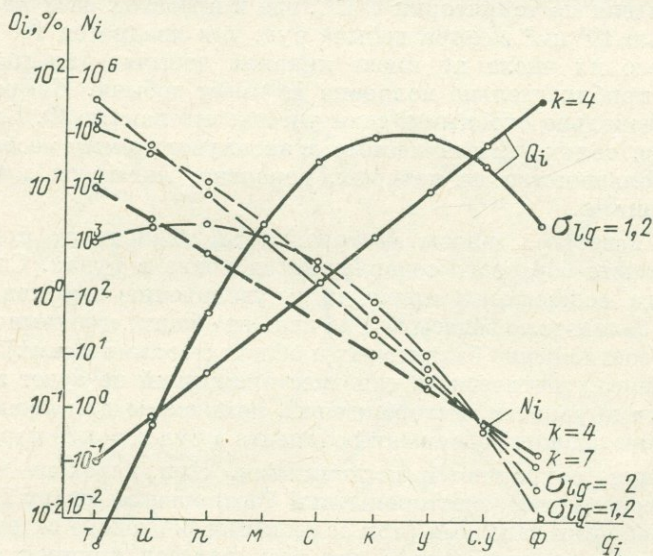


Рис. 11. Среднее количество и относительные запасы месторождений различных классов на площади 10^6 км² до глубины 1 км.

уникальные (y), крупные (k), средние (c), мелкие (m), рудопроявления (n), рудные индикации (u), рудные точки (m).

Результаты расчета, приведенные на рис. 11, относятся к одному элементу. В настоящее время промышленностью используется 72 химических элемента, включая 13 редкоземельных. Если считать, что руды каждого месторождения комплексные, т. е. содержат в промышленных концентрациях в среднем 5—7 элементов, то число месторождений, приходящихся на 10^6 км², будет в 10—15 раз большим; среди таких месторождений, однако, всего $1/8$ относится к легкооткрываемым, т. е. выходящим на уровень эрозионного среза. При этих условиях на 10^6 км² должно приходиться в среднем в 2—3 раза большее число всех классов и типов месторождений, нежели указано на рис. 11, т. е. от 10^4 до $150 \cdot 10^4$ в зависимости от принятой модели распределения. Интересно отметить, что по статистическим данным, приведенным

в обзорной работе Л. Б. Дралюка (1964 г.), общее количество «рудных выходов» (индикаций), приходящихся на 10^6 км², оценивается М. Алле в среднем для многих районов цифрой 10^4 .

Исходя из логнормальной модели распределения с $\sigma_{lg} = 1,2$, можно оценить, что одно крупное месторождение приходится в среднем на 10^4 км². Естественно, что эта цифра может быть уменьшена или увеличена в зависимости от геологического строения региона. Интересно в этом отношении привести данные Ф. Блонделя по территории США, где в пределах всех квадратов площадью 10^6 км² ведется добыча руд; для квадратов 10^5 км² 5% от общего их числа не имеет никакой добычи; для квадратов 10^4 км² приблизительно половина не имеет добычи. Цифры получаются довольно сходными, если учесть, что данные Ф. Блонделя относятся только к выявленным и эксплуатируемым месторождениям, большинство из которых, вероятно, являются крупными или средними.

Как известно, запасы месторождения зависят от принятого при подсчете бортового содержания элемента в рудах. Снижение бортового содержания приводит к увеличению запасов, иначе говоря, балансовые запасы всегда меньше общих, «геохимических». Однако соотношение балансовых и общих (геохимических) запасов для данного генетического типа месторождений не будет зависеть от класса крупности месторождений, коль скоро при логнормальном распределении содержаний элемента в рудах такие параметры, как \bar{C} и ε , сохраняются постоянными. При переходе к иному генетическому типу месторождений соотношение между балансовыми и общими запасами (при сохранении бортового содержания) будет иным, но постоянным для всех классов крупности месторождений этого генетического типа. При условии $C_6 \leq \bar{C}$, что, по-видимому, справедливо для большинства месторождений, вошедших в статистическую выборку, по которой В. И. Красниковым были получены рассмотренные выше закономерности распределения месторождений по запасам, доля балансовых от общих запасов составляет более 80% при $\varepsilon \geq 2,0$ (рис. 12). Введение постоянной поправки при переходе от балансовых к общим запасам не изменит полученных ранее выводов.

Иная картина может возникнуть в случае, если считать, что в статистическую выборку В. И. Красникова включены такие генетические типы месторождений, для которых характерно соотношение $C_6 \gg \bar{C}$. В этом случае балансовые запасы будут составлять от геохимических небольшую долю, в связи с чем уникальные или крупные месторождения могут быть отнесены к мелким месторождениям по балансовым запасам. Хотя число таких месторождений среди огромного количества действительно мелких месторождений и рудопроявлений других генетических типов с богатыми рудами должно быть, по-видимому, сравнительно невелико, однако в глобальном плане можно говорить об увели-

чении доли забалансовых руд среди выявленных мелких месторождений по сравнению с крупными.

В настоящее время трудно оценить количественно этот вопрос, так как отсутствует необходимый статистический материал по распределению содержаний элементов в рудах и первичных ореолах месторождений различных генетических типов. Интересные данные по этому вопросу приводятся в работе Л. Н. Овчинникова [64, с. 461]: «Запасы и содержания до некоторой степени

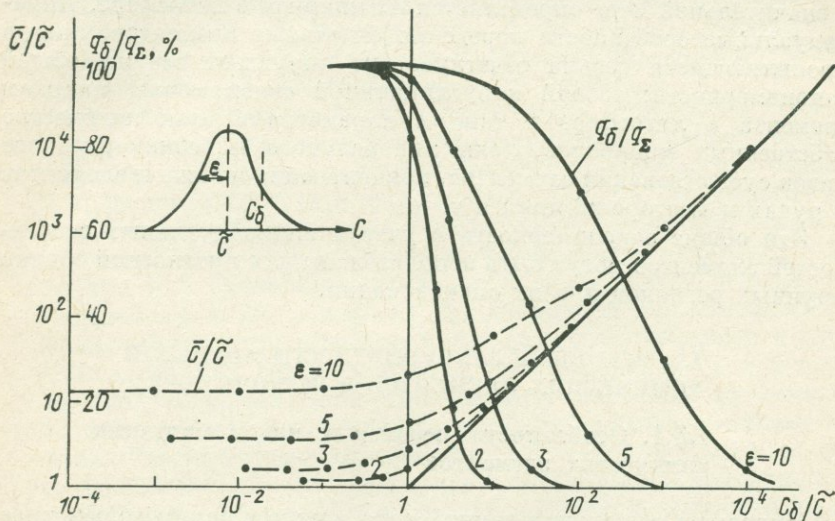


Рис. 12. Относительные балансовые запасы q_6/q_Σ и средние содержания элемента в рудах \bar{C}/\tilde{C} в зависимости от бортового содержания C_6/\tilde{C} и параметра ϵ при логнормальном распределении содержаний в рудах.

коррелируются друг с другом у свинца ($r = 0,46$) и цинка ($r = 0,24$), чем подчеркивается тенденция увеличения содержания металла в руде с увеличением размеров его месторождения, что характерно для случаев, когда последние слагаются преимущественно массивными рудами. Обратная корреляция между запасами металла и его содержанием в руде свойственна интраинтрузивным месторождениям вольфрама ($r = -0,61$) с его неравномерным распределением в жильных и штокверковых телах. Между запасами и содержаниями золота, молибдена и меди в соответствующих месторождениях этих металлов корреляции не устанавливается».

Следует отметить, что, по мнению А. П. Соловова [37], доля балансовых запасов от геохимических в крупных, средних и мелких месторождениях соответственно составляет 0,9, 0,7 и 0,5, однако строгого обоснования указанных цифр в статье не приводится. Экстраполируя эту зависимость в сторону более крупных

и мелких месторождений, А. П. Соловов приходит к равенству $Q_i^* = Q_{i+1}^*$, т. е. суммарные геохимические запасы месторождений различных классов крупности одинаковы.

На наш взгляд, более справедлива логнормальная модель распределения, рассмотренная выше, хотя надежных статистических материалов или теоретических обоснований для окончательного выбора той или иной модели пока явно недостаточно.

Из всего вышеизложенного следует, что геохимия элементов в значительной мере определяется их кларком в литосфере. Индивидуальные особенности поведения отдельных элементов, иногда проявляющиеся весьма отчетливо, не нарушают все же общей закономерности: тесной корреляционной связи между кларком элемента в литосфере и такими параметрами, как количество собственных минералов, доля минерального и безминерального видов существования элементов, концентрация и запасы элементов в рудах и месторождениях и т. д.

Эти общие закономерности с учетом индивидуальных особенностей элементов могут быть использованы для прогнозной оценки крупных регионов при их опосковании.

1.3. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

1.3.1. Особенности некоторых видов миграции химических элементов

Миграцию вещества в земной коре можно в самом общем виде представить себе в виде геохимического цикла, который за всю историю существования Земли повторялся неоднократно. Миграция химических элементов неизбежно приводит к изменению концентрации их в различных участках земной коры.

Многообразные факторы миграции элементов несколько условно разделяют на внутренние и внешние. К внутренним факторам относятся физические и химические свойства самого элемента и его соединений, к внешним — термодинамические и физико-химические параметры среды. Естественно, что внутренние факторы миграции во многом определяются внешней физико-химической обстановкой и одновременно последняя создается концентрацией типоморфных элементов, к которым относятся элементы, обладающие, как правило, высокими кларками ($C_k > 0,01\%$).

Концентрация химических элементов в пределах локальных участков земной коры обусловлена в общем случае более или менее резкой сменой внешних условий миграции на сравнительно коротком расстоянии. Такие локальные участки резкого уменьшения интенсивности миграции А. И. Перельман [69] предлагает именовать геохимическими барьерами. Наиболее хорошо изучены, естественно, геохимические барьеры гипергенной (поверхностной)

зоны миграции элементов, которые подразделяются на физико-химические, биохимические и механические. Геохимические барьеры гипогенной (глубинной) зоны миграции химических элементов менее изучены, и классификация их пока не разработана. Можно предполагать, что при гипогенной миграции главную роль играют термодинамический, окислительно-восстановительный и щелочно-кислотный барьеры. Во многих теориях гидротермального процесса образование руд связывается с наличием термодинамических барьеров. Ведущее значение щелочно-кислотным барьерам при формировании метасоматитов и руд придается в теоретических построениях Д. С. Коржинского и его школы. Формирование сульфидных руд в ряде случаев может быть обусловлено наличием сероводородного (восстановительного) барьера.

Миграционная способность химических элементов и связанная с ней концентрация элементов на геохимических барьерах главным образом определяются относительной устойчивостью элементов в подвижных жидких и неподвижных твердых (кристаллических) фазах в данной обстановке. Иначе говоря, огромную роль в процессе миграции элементов играет устойчивость минералов в гипогенных или гипергенных зонах миграции. Таким образом, если определить, какие минералы устойчивы при тех или иных условиях, можно решить вопрос о миграционной способности различных элементов, содержащихся в этих минералах. Такой подход, однако, возможен лишь при анализе подвижности элементов, слагающих породообразующие, жильные и главные рудные минералы. Что касается второстепенных элементов-примесей, то можно предполагать, что их содержание в твердой фазе как в минеральном, так и в безминеральном виде является функцией их концентрации в подвижной фазе.

Гипогенная миграция элементов в условиях высоких температур и давлений приводит к возникновению магматических и метаморфических пород, эндогенных месторождений. Процесс этот весьма сложный и во многом еще неясный, о чем свидетельствуют различные, часто принципиально противоположные точки зрения на проблему происхождения гранитов, базальтов и других пород. Придерживаясь теории кристаллизационной дифференциации элементов при формировании различных типов интрузивных пород, можно говорить о большей подвижности тех из них, которые характерны для кислых разностей, и о меньшей подвижности характерных для основных разностей. Одновременно с кристаллизацией магмы образуются остаточные флюиды, обогащенные наиболее подвижными компонентами. При метаморфизме прослеживаются те же основные тенденции: при высоких температурах и давлениях многие компоненты первичных осадочных минералов переходят в подвижную фазу. К числу этих компонентов относятся не только наиболее подвижные породообразующие элементы, но и многие элементы-примеси, в том числе рудные. Существенное значение при гипогенной миграции химических элементов,

особенно на стадии формирования рудоносных растворов, имеют процессы диффузии и фильтрации, при которых в связи с различной подвижностью элементов происходит их дифференциация в пространстве. Большое значение фильтрационному эффекту при метасоматических и рудообразовательных процессах придают многие исследователи (Д. С. Коржинский, Н. И. Сафронов и другие).

Поверхностная миграция элементов происходит в условиях, при которых большинство минералов, образующихся в глубинных условиях, оказываются неустойчивыми. Агенты выветривания по своей природе могут быть подразделены на физические, химические и биохимические, причем последние, по мнению В. И. Вернадского, играют ведущую роль.

Для получения обобщенной количественной характеристики интенсивности миграции химических элементов в различных обстановках зоны гипергенеза А. И. Перельман предложил использовать так называемый коэффициент водной миграции

$$K_x = C_x^* \cdot 100 / (mC_x), \quad (22)$$

где C_x^* — содержание элемента в водах, мг/л; C_x — содержание элемента в породах, %; m — минеральный остаток воды, мг/л. По значениям K_x можно установить ряды миграции элементов в различных условиях.

Различие в интенсивности миграции одного и того же элемента в разных обстановках может быть охарактеризовано так называемым коэффициентом контрастности миграции, представляющим собой отношение коэффициентов водной миграции элементов в разных условиях. Коэффициент контрастности миграции позволяет количественно охарактеризовать результаты процессов, протекающих на геохимических барьерах, т. е. на границе двух сред с разными условиями миграции.

Подавляющее большинство химических элементов в зоне гипергенеза мигрирует в водной среде (водные мигранты). Некоторые элементы мигрируют более активно в газообразном виде (воздушные мигранты). Понятия о формах миграции химических элементов (воздушная, водная), интенсивности миграции K_x и контрастности миграции положены А. И. Перельманом [69] в основу геохимической классификации элементов по особенностям их гипергенной миграции на континентах. Предлагаемая классификация учитывает лишь миграцию элементов в зоне гипергенеза при выветривании пород.

Резко отличным может быть поведение многих элементов в сернокислых водах зоны окисления сульфидных месторождений, а также в условиях электрохимического растворения сульфидов [87]. Для характеристики миграционной способности различных элементов при выветривании рудных тел целесообразно ввести понятие коэффициента ореольной миграции K_x элементов:

$$C_x / C_0 = K_x (C'_x / C'_0), \quad (23)$$

где C_x и C'_x — содержание элемента x в рудном теле и во вторичном ореоле рассеяния рудного тела; C_0 и C'_0 — содержание элемента-репера в тех же образованиях. В качестве элемента-репера удобно выбрать свинец или какой-либо другой широко распространенный в рудах элемент, обладающий умеренной или слабой подвижностью и достаточно высоким кларком.

Вся совокупность процессов миграции приводит к тому, что на отдельных участках в земной коре возникают повышенные содержания определенных ассоциаций химических элементов. При этом для типоморфных элементов более характерна минеральная форма существования в ассоциации, для второстепенных — безминеральная.

Наиболее общие, глобальные геохимические ассоциации элементов могут быть установлены при сравнении элементов в различных оболочках Земли. Геохимические ассоциации элементов, характерные для различных типов магматических пород и связанных с ними эндогенных месторождений, в общем виде рассматривались нами ранее. Более подробная характеристика ассоциаций элементов, связанных с различными типами эндогенных месторождений, может быть заимствована из руководств по месторождениям полезных ископаемых или по минералогии. Внутри обобщенных эмпирических ассоциаций можно выделить более узкие ассоциации элементов, поведение которых весьма сходно в различных условиях благодаря близости их свойств, изоморфизму или сорбции. Примеры таких ассоциаций рассматриваются в руководствах по геохимии. В трудах Н. М. Страхова и других исследователей рассматриваются геохимические ассоциации элементов, характерные для осадочных пород и месторождений.

Практическая значимость геохимических ассоциаций оценивается прежде всего с двух позиций. Во-первых, по ассоциациям элементов в целом значительно увереннее должно говорить о природе того или иного геологического объекта. Во-вторых, при геохимических исследованиях можно использовать так называемые элементы-индикаторы, что позволит уменьшить затраты на аналитические работы

1.3.2. Генетическая классификация рассеяния и концентрации рудообразующих элементов

Геохимические методы поисков основаны на изучении и использовании закономерностей распределения и миграции химических элементов при формировании и разрушении месторождений полезных ископаемых. Процессы формирования и разрушения месторождений протекают на фоне всеобщего рассеяния элементов, которое присуще всем без исключения геологическим образованиям и возникает одновременно с ними. Исходя из этого, будем именовать его **первичным (сингенетическим) рассеянием**, количественной характеристикой которого являются

кларки элементов в горных породах и минералах, подземных и поверхностных водах, атмосфере и биосфере. Соотношения содержаний различных элементов в первично-рассеянном состоянии, равно как и конкретные виды и формы нахождения этих элементов в геологических образованиях, определяются историко-геологическими, тектоно-магматическими, физико-химическими и термодинамическими условиями становления этих объектов.

На фоне нормального первичного рассеяния, характерного для подавляющего большинства геологических объектов данного типа, для некоторых объектов может наблюдаться аномальное первичное рассеяние, возникающее в результате специфических условий их формирования. Количественным выражением аномального первичного рассеяния служит степень отклонения местных кларков от мировых с учетом характера распределения и форм нахождения элементов. Первичное рассеяние элементов в горных породах, рыхлых отложениях, водах, растениях и почвенном воздухе определяет местный геохимический фон (местное нормальное поле) — понятие, широко применяемое в практике геохимических поисков.

Под влиянием различного рода геологических процессов эндогенного или экзогенного характера в пределах локальных участков земной коры может происходить концентрация ряда элементов, вплоть до формирования месторождений полезных ископаемых. Эти локальные участки концентрации будем именовать первичными геохимическими аномалиями, объединяя этим термином как сами месторождения, или рудные тела, так и их первичные ореолы, т. е. области окружающих месторождение вмещающих пород, обогащенные в процессе рудообразования главным и сопутствующим рудными элементами.

Месторождения полезных ископаемых, или в более широком плане первичные геохимические аномалии, попадая в область действия экзогенных процессов, в конечном счете уничтожаются путем рассеяния элементов в продуктах выветривания. Локальная зона аномально повышенных концентраций элементов, формирующаяся в окружающей среде за счет выветривания месторождения или его первичного ореола, именуется вторичным ореолом рассеяния. Вторичные ореолы рассеяния могут наблюдаться во всех четырех фазовых состояниях продуктов выветривания месторождения — твердом, жидком, газообразном и биогенном, образуя соответственно лито-, гидро-, атмо- и био-химические ореолы рассеяния (рис. 13).

Дальнейшее развитие процессов выветривания и эрозии приводит к формированию потоков рассеяния месторождения, т. е. областей повышенных содержаний элементов на путях поверхностного твердого, водного или газообразного стока с суши. Литохимические потоки рассеяния наблюдаются главным образом в отложениях водного, ледникового

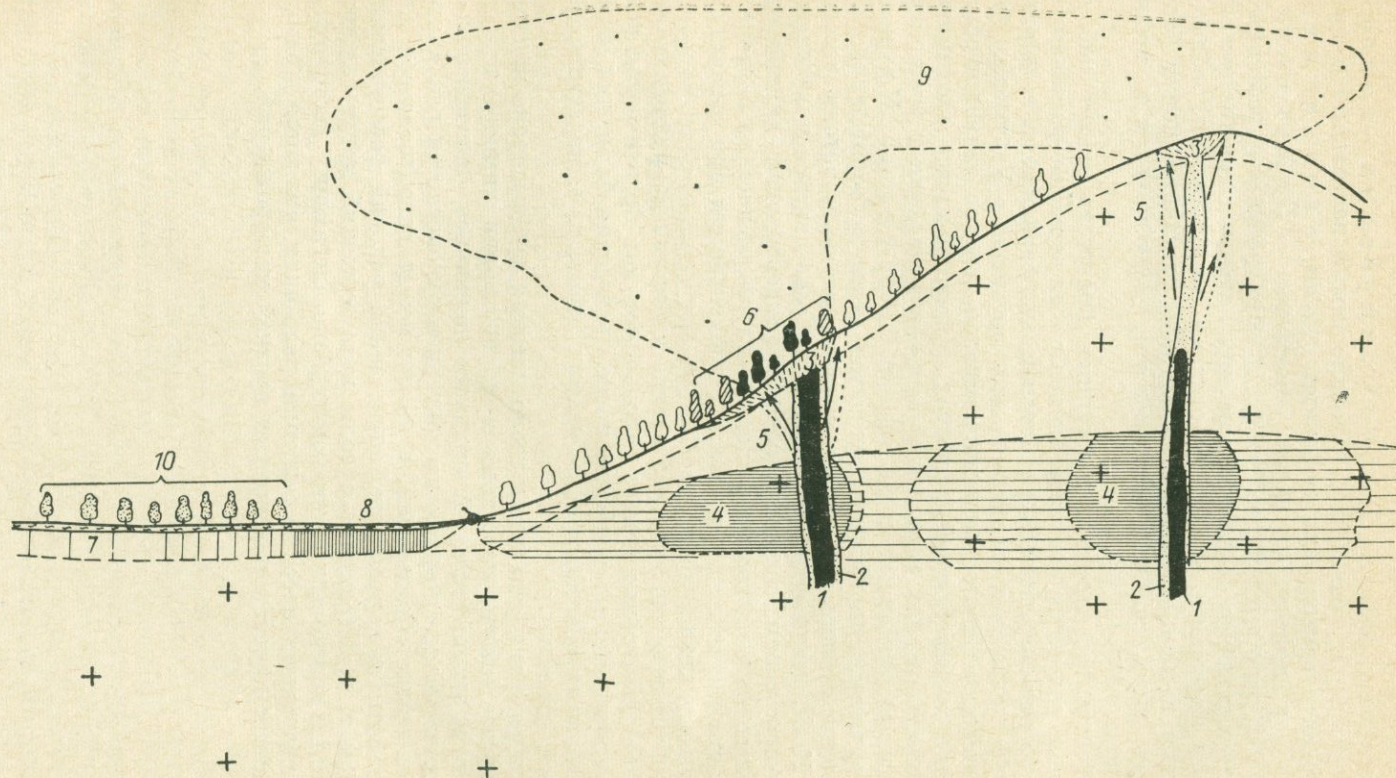


Рис. 13. Схема формирования поля рассеяния рудного месторождения.

1 — рудное тело; 2 — первичный ореол; 3—6 — вторичные ореолы рассеяния: литохимический (3), гидрохимический (4), атмосферический (5), биохимический (6); 7—10 — потоки рассеяния: литохимический (7), гидрохимический (8), атмосферический (9), биохимический (10).

или эолового рядов. Гидрохимические потоки рассеяния связаны с поверхностными водотоками и прибрежными озерными или морскими водами, атмосферические — с приземным слоем атмосферы. Биохимические потоки рассеяния приурочены к растениям, развитым в пределах влияния на них лито- и гидрохимических потоков рассеяния. Вся окружающая месторождение область развития вторичных ореолов и потоков рассеяния может быть названа полем, или ареалом, рассеяния месторождения.

Естественно, что при экзогенных процессах может наблюдаться и концентрация ряда элементов из первично-рассеянного состояния на определенных геохимических барьерах, т. е. формирование первичных геохимических аномалий. Учитывая, что основной задачей геохимических методов поисков является обнаружение месторождений полезных ископаемых, все геохимические аномалии, как первичные (концентрации), так и вторичные (рассеяния), делятся на рудные и безрудные. К рудным геохимическим аномалиям относятся сами месторождения, их первичные ореолы, а также вторичные ореолы и потоки рассеяния. К безрудным относятся аномалии, связанные с искусственным заражением, непромышленной концентрацией химических элементов из рассеянного состояния на геохимических барьерах, рассеянием этих непромышленных концентраций при выветривании и денудации.

Следует отметить, что разделение аномалий на рудные и безрудные в значительной мере условно, так как практическая ценность их определяется обычно после проведения более или менее значительных объемов горно-буровых работ, т. е. на стадии детальной разведки.

При решении различных геологических задач широко используются все классы рассеяния и концентрации химических элементов в земной коре. Аномальное первичное (сингенетичное) рассеяние является одним из критериев рудоносности различных геологических образований, а также может использоваться для расчленения и корреляции, определения условий формирования пород и т. д. Первичные ореолы месторождений могут служить надежным поисковым признаком глубокозалегающих месторождений, вторичные ореолы и потоки рассеяния являются прямым поисковым признаком вскрытых эрозией месторождений.

ПЕРВИЧНОЕ (СИНГЕНЕТИЧНОЕ) РАССЕЯНИЕ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПРИ РЕШЕНИИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Закономерности первичного рассеяния элементов можно использовать для решения целого ряда задач геологического картирования, к числу которых относятся: расчленение немых толщ и разновозрастных интрузий, корреляция разрезов, выделение комагматических серий пород, определение условий формирования осадочных, изверженных и метаморфических пород и т. д. Учитывая наличие генетической связи между рассеянным и концентрированным видами существования химических элементов в литосфере, специфические закономерности первичного рассеяния элементов можно использовать в качестве поисковых критериев, начиная с выделения геохимических провинций и кончая оценкой потенциальной рудоносности интрузивных массивов или вулканогенно-осадочных и осадочных толщ.

Геохимическая характеристика горных пород, используемая при решении обоих классов задач, должна опираться на различные количественные параметры, характеризующие первичное рассеяние широкого круга элементов-примесей.

1. Важной особенностью любого геологического объекта являются закономерности распределения содержаний элементов-примесей. Учитывая статистический характер распределения и ограниченный объем выборки, можно говорить лишь о подборе для каждого конкретного случая такого закона распределения, которому с заданной надежностью не противоречат имеющиеся данные. При жестких требованиях к надежности число возможных законов распределения будет достаточно велико. Некоторые исследователи [67, 86] считают, например, что наиболее общим распределением элементов-примесей в породах являются распределения Пирсона I и III родов, уравнения которых содержат от трех до пяти постоянных, каждый раз определяемых из данных практической выборки по заданным правилам. Однако учитывая сложность определения постоянных, а также трудности, возникающие при сопоставлении пород, характеризующихся различными законами распределения, практически значительно удобнее пользоваться логнормальным законом с двумя параметрами \bar{C} и ϵ . При этом нормальный закон можно рассматривать как частный

случай логнормального при малых значениях коэффициента вариации ($\epsilon \leq 1,2$). В тех случаях, когда распределение не подчиняется логнормальному или нормальному законам с заданной надежностью, для оценки степени несоответствия следует использовать асимметрию A и эксцесс E .

Такая унификация подхода к обработке данных хотя и не отличается большой строгостью, но удобна с точки зрения получения единообразных решений [82]. Это не означает, однако, признания логнормального распределения в качестве фундаментального закона геохимии, на чем в свое время настаивал Л. Х. Аренс (1953 г.), а несколько раньше Н. К. Разумовский (1941 г.).

2. В ряде случаев более ценную информацию можно получить, изучая закономерности распределения элементов-примесей не по валовым пробам, а либо по мономинеральным фракциям, либо по вытяжкам, извлекающим подвижные формы нахождения элемента в породе. В обоих случаях кроме определения закона распределения и его параметров обычно оцениваются и соотношения полученных параметров с соответствующими параметрами по валовым пробам.

3. Существенное значение имеет оценка связей между элементами-примесями типа отношений средних содержаний и парных линейных коэффициентов корреляции [82]. Пары элементов подбираются с учетом специфических особенностей поведения этих элементов в породообразующих процессах.

4. Более полная геохимическая характеристика породы может быть дана, однако, при использовании не отдельно взятых элементов или специфических пар элементов, а всей совокупности элементов-примесей, начиная с качественного сопоставления (табличного или графического) геохимических показателей (\bar{C} , ϵ , r , C_i/C_k) и кончая использованием различных приемов многомерного статистического анализа [47, 56].

5. В ряде случаев порог чувствительности спектрального или иных методов анализа оказывается недостаточным для надежного обнаружения интересующих нас элементов. При условии проведения анализов в одной лаборатории, в одно время и одной методикой можно для выявления различий в геохимической характеристике пород использовать такой параметр, как «процент встречаемости» элемента в пробах. Следует отметить, что этот параметр в ряде случаев оказывается не менее чувствительным и надежным, нежели \bar{C} и ϵ , в особенности при применении количественных методов анализа.

2.1. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГЕОКАРТИРОВАНИЯ

Прежде всего это задача расчленения и корреляции осадочных и метаморфических толщ и различных магматических комплексов. При всем многообразии типов пород каждый

из них характеризуется индивидуальными особенностями распределения элементов-примесей и главных петрогенных элементов. Можно утверждать, например, что разновозрастные гранитные массивы должны характеризоваться более близкими значениями таких параметров, как \bar{C} и σ для элементов-примесей, нежели разновозрастные массивы в данном районе. В ряде случаев не менее информативными оказываются асимметрия и эксцесс распределения элементов-примесей, так как эти параметры характеризуют особенности формирования пород. Естественно, что если в сравниваемых массивах по нескольким элементам получены одинаковые параметры распределения, то вероятность идентичности этих массивов велика, и наоборот, различие в параметрах может служить основанием для выделения массивов различных формаций. Разные параметры распределения, однако, могут быть обусловлены дифференцированностью массива. В этом случае идентификация может проводиться по характеру поведения близких по своим геохимическим свойствам элементов: например, Zr — Hf, Rb — Tl, Al — Ga и др., роль скоро главным фактором, который влияет на величину отношения указанных элементов, является их содержание в исходном магматическом очаге.

Инертность многих элементов-примесей при метаморфизме позволяет использовать их для разделения метаморфических пород на орто- и парапороды, т. е. сформированные за счет изверженных или осадочных. Так, амфиболиты орторяда должны характеризоваться более высокими содержаниями хрома, никеля, кобальта и более низкими урана, тория, свинца по сравнению с амфиболитами параряда.

Более полную и надежную информацию при изучении метаморфических пород можно получить, по-видимому, опираясь не на коэффициенты концентраций отдельных элементов-примесей или отношения пар элементов, а изучая ряды подвижности по методике Ю. К. Буркова. Ряд подвижности должен в той или иной мере отражать как генетический тип исходной породы, так и характер процесса метаморфизма, существенное значение может иметь также изучение элементов-примесей в мономинеральных фракциях.

Более строгая количественная оценка различия или сходства комплексов пород между собой по геохимическим данным может быть получена путем применения линейных дискриминантных функций. Следует, однако, отметить, что возможности дискриминантного анализа, как, впрочем, и других статистических приемов обработки геохимических данных, не должны переоцениваться: надежные выводы можно получать лишь при решении задач в пределах территории, охарактеризованной исходными данными. Для далеко идущих заключений по аналогии нет оснований.

Процессы ассимиляции и гибризма, естественно, налагают свой отпечаток на характер распределения элементов-примесей в магматических породах. Однако, как

показывают достаточно многочисленные исследования гранитоидных массивов, прямой зависимости состава элементов-примесей от состава ассимилированных пород не наблюдается. Более того, именно благодаря отсутствию такой зависимости для достаточно широкой гаммы элементов-примесей можно решить задачи возрастного расчленения, корреляции, выделения комагматических серий пород независимо от постоянства состава вмещающих пород. Вместе с тем ряд исследователей [20, 21, 52, 59] отмечают обогащение гранитной магмы при ассимиляции вмещающих пород элементами групп железа (Fe, Cr, Ni, Co) и кальция (Ca, Mg, Sr, Ba), что одновременно проявляется в увеличении содержания в гибридных разностях гранитоидов таких акцессорных минералов, как магнетит, ильменит, пирит, сфен. В то же время содержание таких рудных акцессорных минералов, как вольфрамит, халькопирит, касситерит, сфалерит, галенит, молибденит, тантало-ниобаты, в гибридных породах уменьшается или они полностью исчезают.

По-видимому, как отмечают В. С. Коптев-Дворников и другие [20], олово, вольфрам, молибден и ряд других элементов-примесей, иногда встречающиеся в гибридных гранитоидах в повышенных концентрациях, имеют магматическое происхождение. Попытки объяснить повышенную оловоносность гранитов заимствованием олова из вмещающих песчано-сланцевых отложений [60, 61], на наш взгляд, малоубедительны, что в свое время было показано различными исследователями [51].

Что касается гибридных пород, формирующихся путем смешения двух магм различной основности, то содержание в них элементов-примесей, как правило, должно быть выше, нежели в нормальных породах той же основности. Действительно, как это следует из рис. 1, в породах «нормального» ряда в первом приближении наблюдается зависимость содержания элементов-примесей от SiO_2 , близкая к экспоненциальной:

$$C_a = C_k \cdot 10^{b(73-a)}, \quad (24)$$

где C_a — кларк элемента-примеси в магматических породах, содержащих a процентов кремнезема; C_k — кларк элемента-примеси в кислых породах ($a = 73\%$); b — коэффициент, соответственно равный 0,043 и $-0,033$ для элементов ультраосновных и кислых магм.

При смешении двух магм различной основности с «нормальным» содержанием элементов-примесей в каждой из них будет получена гибридная порода со средневзвешенным содержанием элемента-примеси:

$$\bar{C}_a = C_k \cdot 10^{73b} [m \cdot 10^{-ba_1} + (1-m) \cdot 10^{-ba_2}], \quad (25)$$

где m и $(1-m)$ — относительное (в долях единицы) количество магмы основности a_1 и a_2 ; \bar{C}_a — среднее содержание элемента-

примеси в гибридной породе основности $\bar{a} = ma_1 + (1 - m)a_2$.

Средневзвешенное содержание элемента-примеси в гибридной породе C_r будет всегда выше, нежели в породах «нормального ряда» C_n такой же основности, и отношение содержаний C_r/C_n может быть получено из выражения

$$C_r/C_n = \bar{C}_a/C_a = 10^{bm\Delta a} [m \cdot 10^{-b\Delta a} + (1 - m)], \quad (26)$$

где $\Delta a = a_1 - a_2$.

Как это следует из рис. 14, кислые разности гибридных пород оказываются более обогащенными элементами ультраосновных

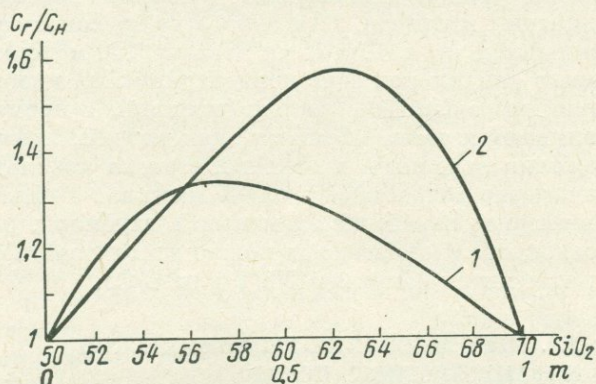


Рис. 14. Графики зависимости показателя гибридности C_r/C_n от m при $\Delta a = 20\%$.

1 — для элементов кислых магм (U, Th); 2 — для элементов ультраосновных магм (Ni, Co).

магм (Ni и др.), основные — элементами кислых магм (U, Th и др.). Действительно, указанное явление «инверсии» в поведении элементов-примесей нами было отмечено в гибридных породах Комсомольского рудного района и Южного Гиссара.

Следует отметить, что значение коэффициента b , как и кларки элементов в кислых породах, могут отличаться от принятых нами в ту или другую сторону в зависимости от характера процесса эволюции магматической деятельности в различных структурных зонах земной коры, о чем свидетельствуют, например, данные А. А. Смыслова [91] по урану и тории. Однако можно предполагать, что для магматических пород одной формации сохраняется основная закономерность, выражаемая зависимостью (24). Если это так, то систематические ошибки в оценке содержаний C_r и C_n и коэффициента b приведут лишь к смещению графиков C_r/C_n относительно оси абсцисс при сохранении отчетливо выраженного явления инверсии.

В ряде случаев по содержанию элементов-примесей удастся определять уровень эрозионного среза интрузивного

массива. Для решения этой задачи необходимо наличие вертикальной или горизонтальной зональности в распределении акцессорных минералов или элементов-примесей в массиве, возникновение которой может быть обусловлено как первичными процессами кристаллизационной дифференциации магмы, так и процессами ассимиляции или постмагматических изменений. Как отмечает В. В. Ляхович, в большинстве случаев отчетливая зональность массива обусловлена именно наложенными процессами, которые могут проявиться с различной интенсивностью в различных участках массива.

Обогащение ураном апикальных участков характерно для многих гранитных массивов. Для одного из массивов содержания урана повышаются на $4 \cdot 10^{-4}\%$ на каждые 100 м по вертикали. Кроме урана в апикальной зоне концентрируются ниобий, олово, галлий, бериллий, молибден, свинец, стронций. В промежуточной зоне накапливаются такие элементы, как иттрий, лантан, иттербий. Содержания ванадия и в меньшей степени кобальта, хрома, бария закономерно возрастают в глубь массива. Учитывая достаточно закономерное поведение элементов с глубиной, для оценки уровня эрозионного среза массива можно использовать отношение различных элементов, например Nb/V или U/Co.

2.2. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОРОД В КАЧЕСТВЕ ПОИСКОВЫХ КРИТЕРИЕВ

Геохимические критерии оценки металлогенической специализации магматических комплексов, или потенциальной рудоносности интрузий, можно несколько условно разделить на косвенные и прямые. К косвенным показателям следует отнести особенности петрохимического состава интрузивных пород, включая содержания и особенности распределения порообразующих элементов и элементов-примесей, не входящих в состав руд. К прямым показателям принадлежат особенности распределения рудных элементов, характерных для данного типа месторождений в генетически связанных с ними интрузивных породах. Естественно, что для оценки информативности и надежности как тех, так и других показателей необходимо иметь достаточно твердо установленные рудоносные и нерудоносные интрузии, которые и должны являться своеобразными «эталонами». В качестве таких эталонов иногда используют «абстрактные» петрохимические группы пород (ультраосновные, основные, средние и кислые), для которых известны кларки большинства элементов. При этом молчаливо подразумевается, что породы такого состава являются нерудоносными, тогда как рудоносные отличаются от них по ряду параметров распределения многих элементов. Использование столь грубых эталонов не позволяет достаточно уверенно решать задачу,

так как необходимо учитывать как формационные, так и провинциальные особенности геохимической характеристики пород. Поэтому одной из важнейших задач в настоящее время является построение более дробной петрохимической классификации изверженных горных пород и определение для них кларков всех элементов.

В качестве иллюстрации использования косвенных показателей можно привести следующие примеры. С массивами ультраосновных и основных пород, как известно, связаны эндогенные месторождения никеля, титана, хрома, платины, с массивами кислых пород — месторождения многих цветных и редких металлов. По сравнению со средними содержаниями породообразующих элементов (или окислов) в «типовых» породах (по Дэли) никеленосные интрузии характеризуются, как отмечает Д. В. Полферов и др. [71], повышенными содержаниями магния и относительно пониженными содержаниями щелочей по сравнению с общим количеством кальция, причем в сумме щелочей увеличивается содержание калия. Иначе говоря, никеленосные массивы являются более меланократовыми, нежели типовые.

Оловоносные граниты отличаются пониженными содержаниями полевошпатовой извести, небольшой суммой окислов, идущих на образование фемических минералов, и пересыщенностью глиноземом. Урановые рудопроявления часто связаны с гранитоидами, обогащенными щелочами, при резко подчиненном количестве окиси кальция, магния и большом количестве кремнезема.

Статистическое сравнение рудоносных и безрудных на тантал и редкие элементы гранитоидных комплексов показало отсутствие существенных различий в распределении петрогенных элементов, за исключением окиси магния, содержание которой $\geq 0,5\%$ для рудоносных массивов малохарактерно (1 проба из 100), а для безрудных вероятность встречи таких содержаний колеблется от 20 до 80 проб из 100 [32].

Для оценки танталоносности гранитоидных массивов и комплексов могут быть использованы повышенные содержания элементов-примесей (лития, рубидия, олова) и отношения содержаний Mg/Li и др.

Многими исследователями отмечается генетическая связь золоторудных, полиметаллических, вольфрамовых, оловянных, молибденовых и других редкометалльных месторождений с комплексами гранитоидных и щелочных пород, характеризующихся повышенной радиоактивностью.

Интересный пример использования отношения калия и рубидия в гранитоидах Урала для оценки их потенциальной рудоносности приводит Л. Н. Овчинников [97]. С гранитоидами габбровой магмы связаны многочисленные контактово-метасоматические месторождения, тогда как гранитоиды гранитного ряда в большинстве бесплодны в отношении оруденения. Первые характеризуются

соотношением $K\% = 14 + 5 \lg Rb\%$, вторые — содержаниями K меньше этой величины.

К прямым геохимическим критериям, как указывалось выше, относятся такие параметры, как валовые содержания и форма нахождения основных (главных) рудообразующих элементов в материнских для данного типа месторождений интрузиях.

Связь определенных типов месторождений с ультраосновными, основными, кислыми и щелочными магмами достаточно хорошо известна и широко используется в практике поисковых работ: в глобальном плане с интрузиями соответствующего состава могут быть связаны месторождения тех элементов, кларк которых в этих породах максимальный (рис. 1). Эта же закономерность должна сохраняться и в локальном плане, а именно: более вероятно образование эндогенного месторождения в связи с интрузиями, обладающими аномально повышенными содержаниями данного элемента. Естественно, что повышенное содержание элемента в материнской интрузии является необходимым, но недостаточным условием для формирования месторождения.

Особенности процессов магматизма, приводящие к образованию в горных породах аномально повышенных концентраций элементов-примесей, принято именовать геохимической специализацией магмы. Последняя может быть сквозной (унаследованной), когда повышенные содержания определенных элементов характерны для пород всех фаз и фаций данного комплекса, включая и послемагматические образования, или частичной, когда специализированными на отдельные элементы являются породы, возникшие только на определенных фазах формирования комплекса.

По распределению элементов в пространстве различают однородную и локальную специализацию. Однородная специализация характеризует весь объем интрузий и проявляется в сравнительно небольшом превышении средних содержаний определенных элементов над их кларками в данном типе пород. Локальная специализация свойственна отдельным участкам или фациям интрузий, обогащение которых обусловлено процессами дифференциации магмы при становлении магматического очага, включая метасоматические и автосоматические изменения под действием растворов, обогащенных летучими и рудными элементами. Для основных и ультраосновных пород локальная специализация проявляется в обогащении рудными элементами (никель, медь, кобальт) более глубоких горизонтов, тогда как для кислых — в обогащении апикальных участков массивов. Иначе говоря, и здесь находит свое отражение общая закономерность, присущая глобальной дифференциации вещества в земной коре в целом.

Процессы, приводящие к проявлению однородной геохимической специализации магматических комплексов, при благоприятных условиях определяют локальную специализацию, завершающуюся образованием эндогенных месторождений различного

генетического типа. При этом следует отметить, что количество металла, сконцентрированного в месторождениях, составляет небольшую долю от его количества в локально специализированных участках интрузий, которое в свою очередь составляет небольшую долю от металла, рассеянного в однородно специализированных интрузиях. Следовательно, предположение о том, что отщепление металла в месторождения должно сопровождаться резким обеднением родоначальной магмы этим элементом, не выдерживает критики при количественных подсчетах. Попытки использовать как поисковый критерий относительную бедность исследуемой интрузии каким-либо металлом не имеют под собой основания. Бедность интрузии должна рассматриваться как показатель бедности родоначальной магмы данным элементом и как отрицательный поисковый критерий.

Естественно, что при сравнительно небольших превышениях содержаний элементов в однородно специализированных интрузиях по сравнению с кларками необходимо, во-первых, опираться на более дробные эталонные типы пород, нежели приводимые в таблицах А. П. Виноградова [9], и, во-вторых, максимально повышать требования к точности и правильности определения средних содержаний элементов. При отсутствии более дробных эталонов в качестве первого шага следует использовать зависимость кларков элементов от содержания SiO_2 , особенно для таких элементов, как никель, кобальт, уран и др. Для более дробных эталонных типов пород необходимо учесть зависимость средних содержаний элементов-примесей не только от содержания SiO_2 в породах той или иной формации, но и от содержания других порообразующих элементов, в первую очередь суммы щелочей, магния. Представляется, что наиболее интересные данные по геохимической и металлогенической специализации магматических комплексов могут быть получены при использовании фашиально-формационного анализа, т. е. изучении поведения элементов-примесей в разных формационных типах гранитоидов, определении «формационных кларков» с учетом фашиальных геохимических особенностей, обусловленных глубиной, вмещающей средой и т. д. (И. И. Абрамович, В. В. Груза, 1972; Э. П. Изох [21]).

К сожалению, пока нет достаточного материала для построения соответствующих зависимостей, поэтому достоверность оценки отклонений средних содержаний элемента в породе от нормальных не очень высока.

Отсутствие дробных эталонов и сравнительно низкая точность анализа проб при небольших отклонениях средних содержаний элемента в однородно геохимически специализированных массивах от кларковых приводит, по-видимому, к неоднозначности решения этого вопроса, что позволяет некоторым исследователям вообще отрицать возможность использования этого параметра для оценки потенциальной рудоносности интрузий. Особенно это касается наиболее низкотемпературных элементов, пространственно

менее тесно связанных с интрузиями (свинец, мышьяк, ртуть и т. д.). Указанный недостаток может быть в значительной мере устранен, если перейти от оценки геохимической специализации по валовым пробам к оценке по мономинеральным фракциям. Геохимическая специализация по мономинеральным фракциям может быть установлена либо по повышенному содержанию в интрузивных массивах собственных акцессорных минералов элементов-примесей, либо по повышенному содержанию этих элементов в породообразующих минералах. В первом случае говорят об акцессорно-минеральной специализации. Примером такой специализации служит наличие в гранитоидах акцессорного касситерита, вольфрамита, флюорита и т. д., в ультраосновных и основных породах — сульфидов никеля и меди и т. д. По данным В. В. Ляховича [52], в специализированных (потенциально рудоносных) интрузиях содержания акцессорных рудных минералов до 5 раз и более превышают содержания их в безрудных массивах. Признаком, подтверждающим первичную природу рудных акцессорных минералов, является частая и равномерная встречаемость их по всей площади массива и повышенное содержание соответствующих рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах.

К минералам-носителям и концентраторам, отвечающим указанным выше требованиям, при оценке геохимической специализации основных — ультраосновных пород на никель обычно относят оливин и магниевые пироксены, на медь — железо-магниево-никелевые пироксены, на хром — шпинели и пироксены и т. д. При оценке геохимической специализации кислых пород наиболее универсальным минералом на всю гамму рудообразующих элементов считается биотит. В ряде случаев используются и другие породообразующие и акцессорные минералы: на свинец — калиевый полевой шпат, на ниобий, тантал и редкие земли — сфен, который также может являться универсальным индикатором на редкие элементы.

По мнению Л. В. Таусона и др. [20], наиболее существенную информацию о потенциальной рудоносности интрузий несет не высокий коэффициент концентрации элемента-примеси, а коэффициент вариации: чем выше коэффициент вариации, тем выше потенциальная рудоносность интрузии на этот элемент (независимо от уровня среднего содержания его в интрузиве). По нашему мнению, оценка потенциальной рудоносности интрузий по величине коэффициента вариации при их однородной геохимической специализации не имеет под собой оснований, а для случая локальной геохимической специализации интрузий лишь дополняет методику оценки по повышенному кларку концентрации элемента. Если же оценивать потенциальную рудоносность не отдельно взятого массива, а магматического комплекса, то наряду с общим повышенным содержанием рудных элементов и летучих компонентов должна наблюдаться неравномерность распределения их

в различных интрузивных фазах, особенно в породах поздних фаз, при общем существенном росте содержаний от ранних фаз к поздним.

К числу геохимических критериев потенциальной рудоносности интрузий некоторые исследователи [94] относят также повышенные содержания элементов-примесей в легкоподвижных формах: повышенное количество легкоизвлекаемого элемента может быть показателем нереализованной потенциальной рудоносности, а снижение содержаний элементов-примесей в подвижных формах может служить признаком наличия сопряженных с этим массивом гидротермальных месторождений. На наш взгляд, можно предполагать и несколько иной характер процесса: повышенное содержание элементов-примесей в подвижных формах может быть обусловлено притоком их растворами в процессе формирования гидротермальных месторождений. В этом случае наличие подвижных форм — прямой признак потенциальной рудоносности интрузий. В тех случаях, когда можно по другим признакам говорить о проявлении наложенных процессов, вторая трактовка более приемлема.

В настоящее время накоплен достаточно большой материал по оценке потенциальной рудоносности магматических пород основного и кислого состава на широкий круг элементов. Для пород основного — ультраосновного состава это оценка потенциальной рудоносности массивов на никель, медь, кобальт, хром, титан, редкие земли, для кислых пород — на олово, тантал, ниобий, бериллий, молибден, вольфрам, бор, фтор, свинец, цинк, уран, торий. Наибольшее количество работ посвящено при этом оценке никеленосности основных — ультраосновных массивов и оловоносности гранитоидных. Ниже приводится краткий обзор полученных результатов по оценке потенциальной никеленосности массивов.

В методических рекомендациях Всесоюзного научно-исследовательского института методики и техники разведки [71] приведены значения кларков концентраций K_k рудообразующих элементов (никеля, кобальта, меди и серы) в безрудных и рудоносных основных — ультраосновных породах ряда никеленосных районов СССР и Северной Норвегии. Наиболее информативными оказались никель и сера: значения K_k для никеля колеблются в пределах 0,6—1,3, для безрудных и 1,4—5,9 для рудоносных массивов и для серы соответственно 0,01—0,3 и 0,06—1,1. Кобальт и медь ведут себя неустойчиво. Заниженные значения K_k для серы объясняются неверным выбором кларка (А. П. Виноградов, 1956 г.). По более новым данным [9] кларки серы в основных породах уменьшены в 6 раз, в ультраосновных — в 30.

Повышенные содержания в основных — ультраосновных массивах одновременно никеля и серы свидетельствуют о потенциальной рудоносности массива на сульфидные руды. Массивы с высокими значениями K_k для никеля и нормальными для серы

не являются перспективными с точки зрения сульфидной минерализации, хотя и могут свидетельствовать о никеленосности данной провинции и возможности выявления в ней рудоносных комплексов.

Существенным недостатком методических рекомендаций Д. В. Полфёрова и др. [71] является игнорирование зависимости кларков никеля от кислотности (SiO_2) пород. Если эту зависимость не учитывать, то можно получить ошибочные высокие или низкие значения K_k для породы промежуточной кислотности, относя ее к классу основных или ультраосновных пород. Введение соответствующей поправки при оценке K_k было предложено Т. И. Ньюпененом [63]. Кларк никеля в магматических породах различной основности может быть определен из выражения

$$\text{Ni} = (30/\text{SiO}_2)^8, \quad (27)$$

полученного путем статистической обработки эмпирических данных, где Ni и SiO_2 — соответственно содержание никеля и кремнезема в породе, %.

Графически эта зависимость имеет вид прямой линии в двойном логарифмическом масштабе. На рис. 15 приведены примеры оценки никеленосности интрузий основных и ультраосновных пород некоторых массивов Кольско-Карельского, Норильского и Северо-Прибайкальского регионов. Интересно также предложение Т. И. Ньюпенена, который считает, что при отсутствии результатов анализа пород на серу следует использовать косвенный показатель роли сульфидного никеля в породе: при силикатной форме нахождения никеля коэффициент корреляции его с магнием будет выше, чем с железом; при сульфидной форме должно наблюдаться обратное соотношение. Однако этот косвенный показатель значительно уступает по надежности прямому определению серы.

С учетом того, что содержание никеля в магматических породах зависит и от содержания в них магния, коль скоро никель изоморфно замещает магний в темноцветных минералах, М. Л. Сахновским [59] для оценки рудоносности массивов по кларку концентрации никеля предложена эмпирически выведенная зависимость, %:

$$K_{k\text{Ni}} = \frac{10^4 \text{Ni}}{36\text{Mg} - 23\text{SiO}_2 + 1.375}. \quad (28)$$

Значения $K_{k\text{Ni}}$, вычисленные по этой формуле для безрудных массивов, распределяются по нормальному закону с параметрами $\bar{K}_k = 1,04$; $S_{K_k} = 0,17$. В выборке из восьми промышленно-никеленосных массивов Кольского полуострова и Сибирской платформы значение K_k распределено по логнормальному закону с параметрами $\bar{K}_k = 1,97$, $\varepsilon_{K_k} = 1,32$. Минимальное значение K_k в этой выборке равно 1,18 (массив Каула). Судя по имеющимся

данным, наибольший процент ошибок при использовании в качестве критерия K_k приходится на серпентинизированные массивы. Далее, для оценки относительной концентрации сульфидной серы в магме можно воспользоваться отношением средних содержаний серы и фосфора v . Для безрудных интрузий это отношение распределено логнормально с параметрами $\bar{v} = 0,313$ и $\varepsilon_v = 2,1$. Для

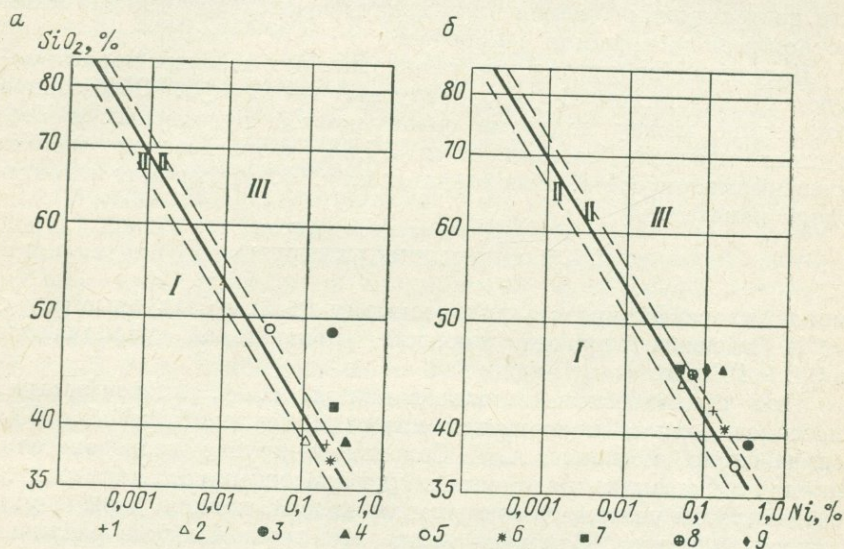


Рис. 15. Примеры оценки никелености интрузий основных — ультраосновных пород [63].

а — интрузии Карело-Кольского региона: 1 — Подагундра, 2 — Колгачиха, 3 — Мончегундра, 4 — Печенга, 5 — Федорова тундра, 6 — Кеулик-Кенигирим, 7 — между речью Печенги — Лотты; б — интрузии азиатской части СССР: 1 — Нюрундукан, 2 — гора Зуб, 3 — Талнах, 4 — Норильск-I, 5 — правобережье р. Анадыря, 6 — Довырен, 7 — Имангда, 8 — гора Черная, 9 — Норильск-II.

Никеленость: I — пониженная, II — нормальная, III — повышенная.

выборки из девяти промышленно-никеленосных интрузий минимальное значение $v = 1,47$ и $\bar{v} = 6,41$. По сравнению с кларком концентрации серы рассматриваемый критерий обладает большей эффективностью.

Наиболее надежные критерии оценки потенциальной рудности массивов могут быть получены средствами многомерной статистики, среди которых определенными преимуществами перед различными методами «распознавания образа» обладает метод построения линейных дискриминантных функций (л. д. ф.), для отыскания которых могут быть использованы результаты спектрального анализа проб на широкий круг элементов из заведомо никеленосных и предположительно безрудных массивов.

В результате обработки материалов на ЭВМ по четырем заведомо никеленосным и трем предположительно безрудным

перидотитовым массивам района Воронежской антеклизы (по А. П. Соловову и др. [25]) была получена л. д. ф. вида

$$D = 2,46\text{Cu} + 3,18\text{Co} + 0,58\text{Cr} + \\ + 6,79\text{Mn} - 2,83\text{Ni} - 8,95\text{V} - 6,43, \quad (29)$$

где под символами элементов подразумеваются средние значения логарифмов содержаний в породах.

Потенциально рудоносные перидотитовые массивы характеризуются значениями $D > 0$, безрудные — $D < 0$. Обобщенное расстояние между центрами совокупностей рудоносных и безрудных массивов составляет $\alpha = 7,58$, теоретическая ошибка классификации 8,4%. Представляя л. д. ф. в форме геохимического показателя

$$\gamma_D = \frac{\text{Cu}^{2.46}\text{Co}^{3.18}\text{Cr}^{0.58}\text{Mn}^{6.79}}{\text{Ni}^{2.83}\text{V}^{8.95}}, \quad (30)$$

можно классифицировать рудоносные ($\gamma_D > 1$) и безрудные ($\gamma_D < 1$) массивы, причем значения показателей различаются в $3,8 \cdot 10^7$ раз.

При практическом использовании л. д. ф. классификация массивов должна проводиться минимум по девяти пробам. Как справедливо отмечают А. П. Соловов и другие исследователи, наряду с указанными элементами для классификации перидотитов следовало бы учитывать содержания железа, магния, серы и ряда других элементов. Замечено также, что геохимические различия между массивами при их серпентинизации заметно сглаживаются: обобщенное расстояние между центрами распределения серпентинизированных массивов уменьшается примерно в 3 раза по сравнению с неизмененными.

Приведенная выше л. д. ф. пригодна, по-видимому, лишь для рассматриваемого района (Воронежская антеклиза) и не может быть перенесена в другой район. Более того, учитывая существенные систематические ошибки спектрального анализа, уверенно использовать метод л. д. ф. возможно лишь при условии их исключения. Во всяком случае, для разделения основных и ультраосновных массивов Кольского полуострова на рудные и безрудные, как показала проверка, приведенная выше л. д. ф. оказалась непригодной.

Подводя итог, можно отметить, что для достаточно широкого круга химических элементов, эндогенные месторождения которых генетически связаны с интрузиями основного или кислого состава, с большей или меньшей надежностью устанавливается геохимическая специализация интрузий. Источником повышенных содержаний элементов чаще всего, по-видимому, являются сами исходные магмы, в процессе дифференциации и эволюции которых происходит обогащение более ранних или более поздних, более основных или более кислых дериватов (по В. Л. Барсукову [68]).

Безусловно, какую-то роль, в ряде случаев весьма существенную, могут играть процессы ассимиляции осадочных, вулканогенно-осадочных или интрузивных пород, метаморфизма и метасоматоза [95]. Эти же процессы могут приводить и к уничтожению первичной геохимической специализации. В реализации потенциальной рудоносности геохимически специализированных магм большую роль играют элементы-минерализаторы (особенно сера, фтор, бор, хлор, фосфор). В принципе можно утверждать, что геохимическая специализация магматических пород должна проявляться в конкретной обстановке для всех элементов, хотя могут быть достаточно многочисленные случаи как практически не реализованной геохимической специализации, так и уничтожения ее последующими процессами.

Геохимическая характеристика метаморфических комплексов может также использоваться для оценки потенциальной рудоносности. Хотя процессы регионального метаморфизма и не приводят к значительным изменениям кларков элементов-примесей, свойственных исходным породам, однако, учитывая масштабы процесса и объемы подвергающихся изменению пород, даже при относительно небольших изменениях кларков можно ожидать формирования крупных метаморфогенных месторождений. Наиболее высокой способностью к мобилизации обладают при этом такие элементы, как медь, свинец, уран, золото, молибден, бор и др., присутствующие в исходных и метаморфических породах в подвижной форме. Относительно трудно мобилизуемыми являются элементы, изоморфно связанные в решетках порообразующих минералов (бериллий, цинк, кобальт, никель, хром и др.) или образующие собственные устойчивые акцессорные минералы (цирконий, торий, олово и др.).

Таким образом, изначальная обогащенность исходных пород и обедненность ультраметаморфизованных разностей при одновременном обогащении зон слабометаморфизованных пород могут служить косвенным критерием потенциальной рудоносности района. Наиболее уверенные результаты при этом могут быть получены при изучении распределения элементов в мономинеральных фракциях, формы нахождения элементов в породах. Связь между метаморфическими (метасоматическими) измененными породами и рудным месторождением становится все более тесной при переходе от регионального к контактовому и околотрещинному метаморфизму. Околотрещинные метасоматиты будут рассматриваться в главе, посвященной первичным ореолам рудных тел и месторождений. Контактново-реакционные метасоматиты вокруг интрузий обычно обогащены элементами-примесями. Так, вокруг одного из массивов апогранитов [32] наиболее широкий ореол наблюдается по литию, менее широкий — по рубидию, цезию, бериллию, олову, свинцу и фтору и минимальный — по танталу и ниобию. В связи с этим в ореоле проявляется зональность, и отношения $Li : Rb$, $Li : Be$, $Li : Sn$ могут быть использованы

в качестве критериев при оценке глубины залегания кровли массива.

В эндогенном ореоле гранитной интрузии, с которой генетически связываются оловорудные месторождения, на интервале порядка 450 м примерно в 2 раза увеличиваются содержания олова и примерно в 1,5 раза фтора, лития, меди и бериллия. Максимальные концентрации свинца и ртути наблюдаются на расстоянии 200—250 м от контакта. Иначе говоря, и здесь намечается зональность в распределении элементов-примесей в эндогенном ореоле. Повышенное содержание рудных элементов характерно и для апикальных участков самой интрузии. Следует отметить, что в роговиках вокруг более древней нерудоносной интрузии гранитоидов, расположенной в 8—10 км к юго-западу, эндогенного геохимического ореола не наблюдается.

В гнейсах, вмещающих рудоносные нориты, эндогенные ореолы меди и никеля вокруг массива, как правило, не превышают первого десятка метров.

ПЕРВИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

3.1. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

Первичным ореолом рудного тела (месторождения) называется окружающая его зона вмещающих коренных пород с повышенным содержанием главных и сопутствующих рудных элементов. Первичные ореолы генетически тесно связаны с околорудными изменениями пород и являются одним из проявлений единого процесса рудообразования. Формально различия между околорудными изменениями пород и первичными ореолами можно установить по элементному составу: околорудные изменения пород связаны с привносом, выносом или перераспределением порообразующих элементов, первичные ореолы — с главными или сопутствующими рудными элементами. Зоны измененных пород — обычно визуально наблюдаемые объекты, а ореолы часто устанавливаются лишь в результате аналитического определения химических элементов в породах.

Рудное тело (месторождение) — понятие геолого-экономическое, поэтому внутренние контуры первичного ореола, совпадающие с внешними контурами рудного тела, могут достаточно сильно изменяться в зависимости от принятого бортового содержания главного рудного элемента или еще более резко при переходе к иному главному рудному элементу. Внешняя граница первичного ореола, обычно различная для разных элементов, проводится по значению минимальных аномальных содержаний, связанных, как известно, с фоновыми содержаниями соотношением $C_a = C_{ф} \epsilon^n$.

Основными параметрами первичных ореолов являются элементный состав, морфология, градиент содержаний, продуктивность и зональность. Для характеристики первичных ореолов часто пользуются такими показателями, как длина и ширина, коэффициент вариации и изменчивости содержаний, контрастность ореола и др., которые, строго говоря, не являются параметрическими, хотя в какой-то мере и связаны с основными параметрами.

Элементный состав первичных ореолов, естественно, весьма сходен с элементным составом рудных тел, что определяется их генетическим родством. В принципе в рудных телах и первичных ореолах присутствуют все химические элементы, причем

многие из них характеризуются содержаниями, более или менее отличными от фоновых во вмещающих породах. Однако если учесть недостаточную чувствительность и точность анализа, а также флюктуации фоновых содержаний, практически геохимический спектр рудных тел и их ореолов состоит из ограниченного, но все же достаточно большого числа элементов. Под геохимическим спектром мы будем понимать характеристику вещественного состава, выраженную в коэффициентах концентрации элементов (в геофонах) $K_k = C_0/C_f$ и упорядоченную в соответствии с убыванием величин K_k . Для характеристики геохимического спектра рудного тела или ореола можно использовать также условные единицы «энергии рудообразования», способы расчета которой рассматривались ранее.

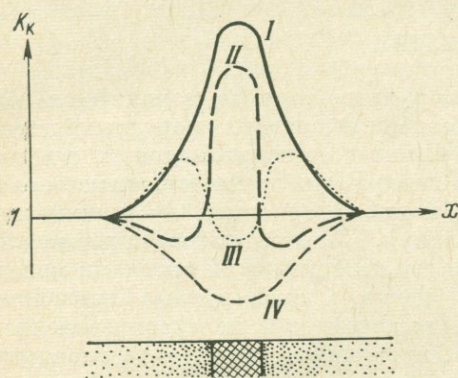


Рис. 16. Схематический разрез рудного тела и первичного ореола вкрест простирания.

I - IV — графики коэффициентов концентрации элементов.

В различных сечениях рудного тела и первичного ореола положение отдельных элементов в спектре может более или менее существенно изменяться, что предопределяет зональность рудных тел и ореолов. В отдельных случаях, как это показано на схематическом разрезе вкрест простирания рудной зоны (рис. 16), коэффициент концентрации элемента в рудном теле может быть меньше, чем в ореоле, что, в частности, характерно для галлоидов (кривая *III*). Достаточно часто, по-видимому, встречаются типичные отрицательные ореолы (кривая *IV*), однако их изучение требует использования высокочувствительных анализов, что значительно удорожает проведение работ. Могут наблюдаться и другие типы графиков коэффициентов концентраций (кривая *II*), однако наиболее характерным является график *I*, о котором в дальнейшем главным образом будет идти речь.

Морфология первичных ореолов определяется, как правило, формой рудных тел. Вокруг крутопадающих одиночных рудных тел первичный ореол имеет форму пламени свечи. В более сложных случаях вокруг сближенных рудных тел первичные ореолы сливаются друг с другом, как это показано на рис. 17. При пологом залегании рудных тел ореолы развиты преимущественно висячем боку. Вдоль путей миграции рудного вещества первичные ореолы, как и рудные тела, имеют значительно большую протяженность, нежели вкрест этого направления.

Размеры первичных ореолов зависят как от размеров рудных тел и содержания элементов в рудах, так и от проницаемости вмещающих пород. В общем можно сформулировать правило: при прочих равных условиях чем богаче рудные тела и чем больше их размеры, тем больше абсолютные размеры первичных ореолов

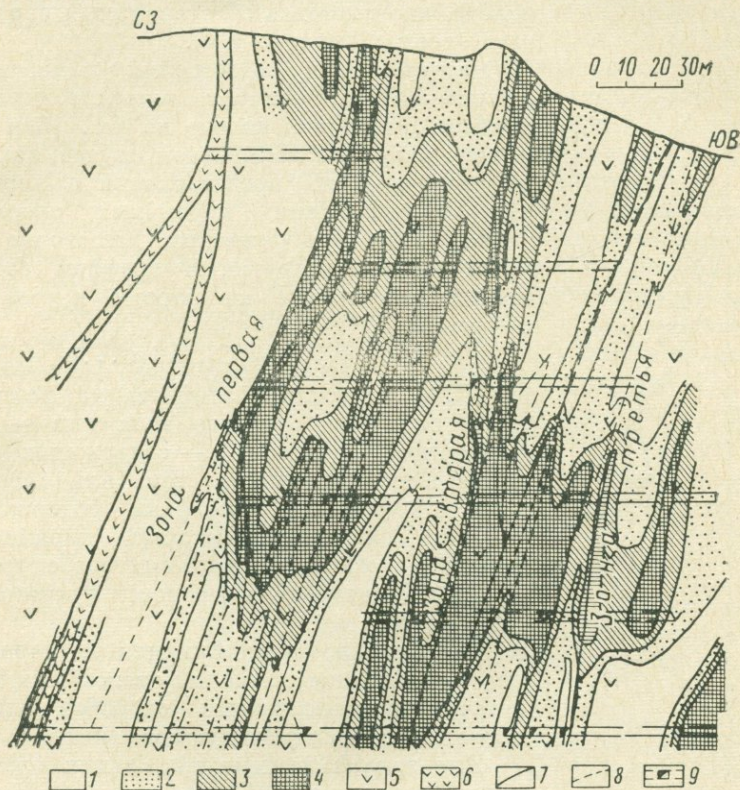


Рис. 17. Первичные ореолы молибдена околорудных тел в поперечном вертикальном разрезе [46].

Содержания молибдена в геофонах ($C_{\phi} = 5 \cdot 10^{-4}$): 1 — < 5, 2 — 5—20, 3 — 20—50, 4 > 50; 5 — кварцевые порфиры и их туфы; 6 — дайки кварцевых порфиров; 7 — рудные тела; 8 — тектонические зоны; 9 — горные выработки.

(их длина по восстанию и падению, протяженность по простиранию, мощность вкост простирания) и тем меньше их относительные размеры (по отношению к размерам рудного тела), и наоборот, чем меньше и беднее рудные тела, тем меньше абсолютные и больше относительные размеры первичных ореолов. В принципе любое рудопоявление при существующих требованиях к бортовому содержанию основного рудного элемента можно рассматривать как первичный ореол рудного тела с нулевыми размерами.

Элементы-индикаторы могут образовывать в плоскости рудного тела первичные ореолы, максимумы которых совпадают и приурочены к рудному интервалу по основному элементу (рис. 18, кривая I). В ряде случаев образуются так называемые смещенные первичные ореолы (кривая II), и в пределе можно говорить об оторванных первичных ореолах (кривая III).

Распределение содержаний элементов-индикаторов в первичных ореолах в идеализированном виде показано на рис. 16 и 18, причем в каждом конкретном случае, исходя из теоретических представлений о процессах формирования первичных ореолов, можно подобрать функцию, достаточно хорошо аппроксимирующую графики содержаний, полученные на хорошо изученных объектах:

$$C_r = \varphi(r, C_0, C_\phi, \lambda, \mu \dots), \quad (31)$$

где C_r — содержание элемента на расстоянии r от центра рудного тела или центра смещенного ореола; C_0 — содержание элемента в центре рудного тела или смещенного ореола; C_ϕ — фоновые содержания элемента; λ, μ — некоторые параметры, зависящие от индивидуальных особенностей поведения элемента в процессе формирования ореола.

Определение вида функции и параметров λ, μ является важным этапом при разработке количественных способов интерпретации первичных ореолов.

Для характеристики первичных ореолов используют показатель контрастности

$$\eta = C_0/C_a = K_k/\varepsilon^n, \quad (32)$$

градиент содержаний или логарифмов содержаний и продуктивность ореола. Линейная продуктивность определяется по формуле

$$M = \sum (C_x - C_\phi) \Delta x, \quad (33)$$

где Δx — расстояние между точками опробования по профилю. Если по какому-либо горизонту или разрезу опробование проводилось по ряду профилей, отстоящих друг от друга на расстояние Δy , то это сечение может быть охарактеризовано величиной площадной продуктивности

$$P = \sum M \Delta y. \quad (34)$$

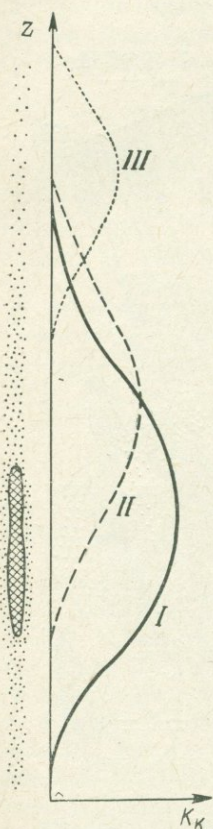


Рис. 18. Схематический вертикальный разрез рудной зоны.

I—III — графики коэффициентов концентрации элементов.

Используя продуктивность ореола (рудного тела) и зная его линейные или площадные размеры, можно вычислить средние содержания элемента в данном сечении, которые в отличие от продуктивности не являются параметрическими показателями, коль скоро размеры ореола зависят от принятых значений C_a .

Учитывая условность внутренней границы ореола, чаще всего определяется общая (суммарная) продуктивность ореола и рудного тела в данном сечении. Относительная продуктивность ореола ($M_{ор}/M_{р.т}$ или $P_{ор}/P_{р.т}$) может меняться в весьма широких пределах в зависимости от принятого значения бортового содержания. Естественно, что относительная продуктивность ореолов не остается постоянной в разных сечениях рудного тела.

Зональность рудных тел и их первичных ореолов проявляется в изменении отношений содержаний (продуктивностей) элементов с удалением от центра (границы) рудного тела. В простейших случаях, когда удается подобрать функции, аппроксимирующие графики содержаний (продуктивностей) различных элементов, зональность ореола также может быть выражена аналитически, например через отношение средних содержаний элементов:

$$v = \bar{C}_i / \bar{C}_j = [\varphi_i(r_1 \dots)] / [\varphi_j(r_1 \dots)] = f(r). \quad (35)$$

Многокомпонентный состав оруденения создает возможность использовать более универсальные показатели зональности вида

$$v_n = (\prod C_i) / (\prod C_j) = f(r), \quad (36)$$

число которых очень быстро растет с увеличением числа химических элементов, входящих в состав оруденения, что позволяет выбирать среди них наиболее устойчивые, монотонно изменяющиеся на всем интервале минерализации.

Практически при обработке экспериментальных данных строят графики зависимости v_n от расстояния до центра (границы) рудного тела. По такому графику можно оценивать уровень сечения рудной зоны на горизонте опробования, если условия формирования интерпретируемой и эталонной рудных зон идентичны. Такие графики можно строить по различным сечениям и в различных направлениях от рудного тела; в зависимости от этого различают осевую, поперечную и продольную зональность или для вертикально падающих рудных зон соответственно вертикальную, горизонтальную в крест и попространию.

Если расположить элементы в порядке убывания градиентов содержаний (продуктивностей) по какому-либо направлению, то мы получим ряд зональности элементов, характерный для данного интервала опробования. Устойчивое положение элементов в рядах зональности на всем интервале минерализации по существу предопределяет монотонность изменения показателей зональности v_n в данном направлении. В числителе показателя

зональности располагают элементы, стоящие в ряду зональности справа от элементов знаменателя.

Одноэтапность процесса минерализации обуславливает возникновение достаточно устойчивой зональности отложения в каждом рудном теле. При многоэтапном процессе рудообразования обычно создается менее устойчивая пульсационная зональность, проявляющаяся как в отдельных рудных телах, так и в целом в пределах рудного поля. Зональность можно оценивать как по результатам валовых анализов проб, так и фазовых анализов, в том числе по соотношениям элементов-примесей в мономинеральных фракциях.

Некоторые исследователи [73, 86 и др.] под зональностью первичных ореолов понимают изменение числа элементов в геохимическом спектре ореола по мере удаления от рудного тела. В пределах ореола ими выделяются три зоны: внутренняя, непосредственно прилегающая к рудному телу, промежуточная и внешняя. Для внутренней зоны характерен наиболее полный спектр: здесь присутствуют многие элементы, не фиксируемые во внешней и промежуточной зонах. Во внешней зоне геохимический спектр наиболее бедный. Естественно, что в зависимости от содержания элемента в рудном теле, чувствительности и точности применяемых методов анализа положение элементов-индикаторов может довольно резко изменяться: в одних случаях одни и те же элементы могут быть установлены только во внутренних зонах, в других эти же элементы оказываются характерными и для внешних зон. Иначе говоря, такую зональность следует именовать кажущейся и вряд ли стоит использовать ее при оценке уровня сечения рудной зоны.

3.2. ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ОРЕОЛОВ

3.2.1. Моноэлементные рудные зоны

В общем виде процесс формирования рудных тел и их первичных ореолов можно рассматривать как процесс миграции элементов в подвижной фазе и перехода их в твердую фазу при наличии того или иного геохимического барьера. Миграция (перенос) вещества в подвижной фазе обусловлена двумя различными механизмами — фильтрацией и диффузией, совокупность которых называют конвективной диффузией вещества. Основными геохимическими барьерами являются сорбция, ионный обмен и химические реакции. Естественно, что математическое описание процесса формирования рудных тел и их первичных ореолов возможно лишь для простейших, идеализированных моделей.

Решение задачи сводится к выводу и анализу при определенных граничных и начальных условиях уравнения материального баланса вещества [38, 42]. В общем виде уравнение материального

баланса мигрирующего в подвижной фазе вещества для произвольного объема V пористой породы имеет вид

$$\frac{\partial C'}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} + \operatorname{div}(C' \vec{u}) = D' \Delta C' + D \Delta C, \quad (37)$$

где $\frac{\partial C'}{\partial t}$ и $\frac{\partial C}{\partial t}$ — изменение во времени количества вещества в единице объема в подвижной C' и неподвижной C фазах; \vec{u} — скорость потока подвижной фазы; D' и D — коэффициент диффузии вещества в подвижной D' и неподвижной D фазах; Δ — оператор Лапласа в декартовых координатах.

Если принять, что $D \ll D'$, а также, что подвижная фаза несжимаема ($\operatorname{div} \vec{u} = 0$), то уравнение (37) примет вид

$$\frac{\partial C'}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} + \vec{u} \operatorname{grad} C' = D' \Delta C'. \quad (38)$$

Для решения уравнения материального баланса, т. е. определения интересующих нас функций распределения концентраций $C_0(x, y, z, t)$ и $C(x, y, z, t)$, необходимо знать выражение уравнения кинетики процесса, которое в неявной форме можно записать как

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \varphi(C', C, k_i, \vec{u}, D'), \quad (39)$$

где k_i — константы скоростей химических реакций раствора со средой ($i = 1, 2, \dots$ — число реакций); а также уравнение гидродинамики:

$$\vec{u} = \varphi(x, y, z, t). \quad (40)$$

Система уравнений материального баланса, кинетики и гидродинамики настолько сложна, что решение ее в аналитическом виде получить не удастся. Возможным оказывается нахождение простых аналитических решений задачи лишь при рассмотрении отдельных частных случаев диффузии и фильтрации вещества без учета и с учетом его взаимодействия с вмещающими породами. При этом раствор принимается однокомпонентным. Если он многокомпонентный, то каждый компонент взаимодействует с вмещающими породами независимо друг от друга. Такое условие справедливо для разбавленных растворов. При решении уравнения принимается, что $\vec{u} = \operatorname{const}$, $\frac{\partial C}{\partial t}$ не зависит от \vec{u} , константа скорости химической реакции $k_i = \operatorname{const}$. В ряде случаев принимается также, что концентрация вещества в твердой фазе не превышает предельного значения C_0 . Полученные с учетом указанных ограничений графики концентрации элемента в твердой фазе характеризуются скачкообразным изменением концентрации элемента на геохимическом барьере от нуля до C_0 , наличием интервала с постоянными концентрациями элемента C_0 , размеры

которого увеличиваются со временем, и постепенным уменьшением концентраций до нуля в надрудном первичном ореоле, протяженность которого, как правило, увеличивается со временем.

Применительно к условиям формирования первичных ореолов рудных тел жильной формы задача может быть сведена к одномерной как при расчете фильтрационного ореола вдоль трещинной зоны по оси z , так и диффузионного ореола вкrest зоны по оси x .

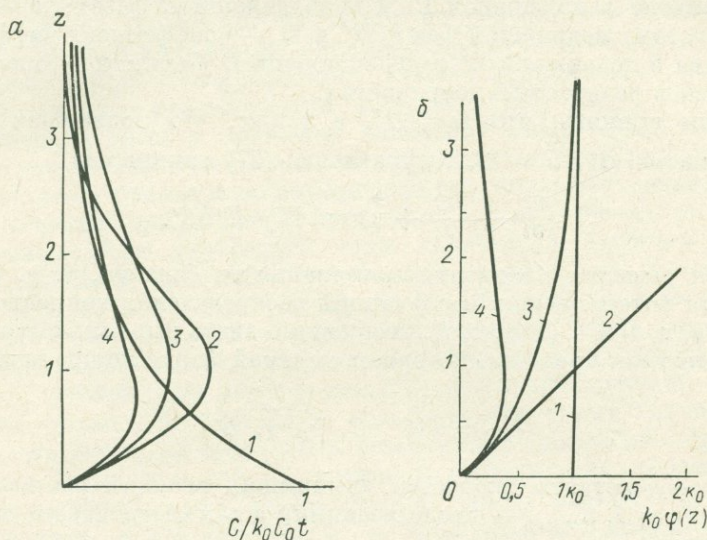


Рис. 19. Содержания (а) элемента в рудной зоне при выпадении его из раствора выше геохимического барьера в результате необратимой реакции первого порядка с различной константой скорости (б) реакции.

1 — $k = k_0$; 2 — $k = k_0 z$; 3 — $k = k_0 (1 - e^{-\lambda z})$; 4 — $k = k_0 e^{-\lambda z}$.

Если принять, что изменение физико-химической обстановки с удалением от геохимического барьера в первую очередь должно сказываться на изменении константы скорости химической реакции раствора со средой, то при условии необратимой реакции первого порядка можно записать

$$\frac{\partial C'}{\partial t} = kC' = k_0 \varphi(z) C'. \quad (41)$$

Уравнение материального баланса для случая одномерной фильтрации раствора вдоль оси z без учета продольной диффузии вещества

$$\frac{\partial C'}{\partial t} + u \frac{\partial C'}{\partial z} + \frac{\partial C}{\partial t} = 0 \quad (42)$$

при условии (41) имеет вид

$$\frac{\partial C'}{\partial t} + u \frac{\partial C'}{\partial z} + k_0 \varphi(z) C' = 0. \quad (43)$$

Решая это уравнение с помощью интегрального преобразования Лапласа при начальных условиях $C' = 0$ и $C = 0$ при $t = 0$ и граничных условиях $C'_{x=0} = C'_0$, $C'_{x \rightarrow \infty} \rightarrow 0$, можно получить выражение для концентрации элемента в жидкой фазе (для $t \geq z/u$):

$$C' = C'_0 e^{-\frac{k_0}{u} \int_0^z \varphi(z) dz} \quad (44)$$

Соответственно, переходя к концентрации в твердой фазе с использованием зависимости (41), получим формулу:

$$C = k_0 \varphi(z) \int_0^t C' dt = k_0 C'_0 \left(t - \frac{z}{u}\right) \varphi(z) e^{-\frac{k_0}{u} \int_0^z \varphi(z) dz} \quad (45)$$

Можно рассмотреть несколько частных случаев задания функции $\varphi(z)$ (рис. 19). Случай 1 при $\varphi(z) = 1$ соответствует резко выраженному барьеру, выше которого константа скорости реакции остается постоянной, приводит к решению

$$C = k_0 C'_0 \left(t - \frac{z}{u}\right) e^{-\frac{k_0}{u} z} \quad (46)$$

Случай 2 при $\varphi(z) = z$ соответствует линейно возрастающей скорости химической реакции с удалением от геохимического барьера или, что то же самое, постоянному во времени градиенту скорости реакции вдоль оси z , приводит к решению

$$C = k_0 C'_0 \left(t - \frac{z}{u}\right) e^{-\frac{k_0}{2u} z^2} \quad (47)$$

Случай 3 при $\varphi(z) = 1 - e^{-\lambda z}$ отвечает плавно возрастающей скорости реакции от нуля до k_0 с удалением от геохимического барьера, приводит к решению

$$C = k_0 C'_0 \left(t - \frac{u}{z}\right) (1 - e^{-\lambda z}) e^{-\frac{k_0}{u} \left(z - \frac{1 - e^{-\lambda z}}{\lambda}\right)} \quad (48)$$

Случай 4 при $\varphi(z) = ze^{-\lambda z}$ приводит к решению

$$C = k_0 C'_0 \left(t - \frac{u}{z}\right) z e^{-\lambda z} e^{\frac{k_0}{u\lambda} \left(z + \frac{1}{\lambda}\right)} e^{-\lambda z} e^{-\frac{k_0}{u\lambda^2}} \quad (49)$$

При достаточно большом времени формирования рудной зоны выражения (46)–(49) можно преобразовать к виду

$$C/(k_0 C'_0 t) = f(z, \lambda, k_0/u), \quad (50)$$

т. е. характер графиков в этом случае не будет зависеть от времени и определяется лишь соотношением параметров λ и k_0/u .

Решая уравнение $\partial C/\partial z = 0$, можно определять координаты точки максимума C для различных случаев:

$$\text{при } \varphi(z) = 1 \quad z_{\max} = 0, \quad (51)$$

$$\text{при } \varphi(z) = z \quad z_{\max} = \sqrt{u/(2k_0)}.$$

При $\varphi(z) = 1 - e^{-\lambda z}$ и $\varphi(z) = ze^{-\lambda z}$ уравнения $\partial C/\partial z = 0$ получаются достаточно сложными, однако и в том и в другом случае положение максимума может быть найдено расчетом для каждого конкретного значения параметров λ и k_0/u .

При достаточно большом времени формирования содержание элемента в твердой фазе в рудной зоне может достичь предельно возможных для данной обстановки значений C_0 . При этом условия аналитические выражения функций должны быть более сложными, и пока эта задача не решена. Качественно же можно предполагать, что при неизменном положении геохимического барьера с увеличением времени формирования рудной зоны будет наблюдаться уменьшение ширины подрудного ореола и при $t \rightarrow \infty$ нижняя граница рудного тела станет резкой. Если же положение геохимического барьера не остается постоянным во времени, что, в частности, может быть обусловлено снижением температуры материнского магматического очага, то картина получается несколько иной: ширина подрудного ореола должна увеличиваться и могут формироваться даже более растянутые подрудные ореолы по сравнению с надрудными. Однако вряд ли эти случаи являются наиболее распространенными, как это считают С. В. Григорян и Л. Н. Овчинников [50]. Практически этот вопрос остается нерешенным, коль скоро подрудные интервалы при разведке месторождений разбуриваются на небольшую глубину. Естественно, что могут быть встречены, и не столь уж редко, случаи симметричного расположения под- и надрудного первичных ореолов относительно рудного тела, при которых в самом первом приближении распределение элемента в рудной зоне может быть аппроксимировано функцией вида

$$C = C_0 e^{-\frac{(z-z_0)^2}{2\sigma^2}}, \quad (52)$$

которая, как будет показано ниже, очень удобна для качественного анализа характера зональности первичных ореолов.

В случае асимметричного строения над- и подрудного ореолов и наличия плоского максимума на графике в первом приближении можно принять, что изменение содержаний в пределах над- и подрудного ореолов (от C_6 до C_a) происходит по экспоненциальной зависимости вида

$$C = C_6 e^{-b(z-z_6)}. \quad (53)$$

Входящий в это выражение коэффициент b в обобщенном виде включает в себя параметры k , λ , u , t и др., определяющие процесс формирования рудной зоны.

Выше рассматривалась идеализированная картина процесса формирования гидротермальных рудных тел и их первичных ореолов. В реальной обстановке на пути движения гидротермальных растворов встречается достаточно большое количество геохимических барьеров различного порядка, что приводит к появлению дополнительных максимумов и минимумов, влияние которых в какой-то мере может быть исключено путем осреднения содержаний на интервале, превышающем зону влияния барьера соответствующего порядка.

3.2.2. Зональность оруденения

Количественная характеристика зональности

Рассмотренные выше закономерности формирования моноэлементных рудных зон можно использовать для оценки зональности полиэлементных рудных тел и первичных ореолов. Если считать, что каждый из элементов выпадает из раствора в твердую фазу независимо, то можно для каждого из них получить набор решений, отличающихся друг от друга величинами k_0 , λ , σ , b .

Аппроксимируя изменение содержаний элемента C_i в первичном ореоле экспоненциальной функцией вида (53), получим графики v также экспоненциального вида. Такая модель соответствует в какой-то мере месторождениям вкрапленных сингенетических сульфидных медно-никелевых руд типа донных залежей [86]. В какой-то мере качественно сходная картина будет наблюдаться для поперечных ореолов гидротермальных жильных рудных тел. Для осевых ореолов гидротермальных месторождений модель пригодна лишь для раздельного анализа зональности под- и надрудных ореолов.

Более приемлемыми с этой точки зрения будут зависимости (47)–(49), используя которые можно показать, что лишь при определенных условиях показатель зональности v первого порядка будет изменяться монотонно по оси z на всем интервале минерализации. В большинстве же случаев, в особенности при различном положении геохимического барьера для разных элементов, показатель зональности будет изменяться немонотонно. Естественно, что показатели зональности более высоких порядков, как отмечалось уже выше, будут изменяться с глубиной самым различным образом, хотя при определенных соотношениях параметров функция $v_n = f(z)$ может быть и монотонной. В общем виде характер функции v_n можно проанализировать для случая симметричного строения над- и подрудных ореолов, т. е. для изменения содержаний элементов в зоне минерализации по нормальному закону (52). Показатель зональности первого порядка в этом случае определяется выражением

$$v = \frac{C_1}{C_2} = \frac{C_{01}}{C_{02}} e^{-\frac{(z-z_{02})^2}{2\sigma_2^2}} - \frac{(z-z_{01})^2}{2\sigma_1^2} \quad (54)$$

В зависимости от соотношения параметров σ_1 , σ_2 , z_{01} и z_{02} в пределах видимого интервала первичного ореола, ограниченного значениями C_a , могут наблюдаться различные случаи изменения v с глубиной, например приведенные на рис. 20. Следует

отметить, что для элементов, образующих смещенные ореолы с одинаковым параметром σ , показатель зональности первого порядка

$$v = a e^{-\lambda z}, \quad (55)$$

$$\text{где } a = (C_{01}/C_{02}) e^{\frac{z_{01}^2 - z_{02}^2}{2\sigma^2}}$$

$$\text{и } \lambda = (z_{01} - z_{02})/\sigma^2.$$

График $\lg v = f(z)$ будет иметь вид прямой линии на всем интервале минерализации, угол наклона которой определяется параметром λ . В большинстве случаев σ для разных элементов различно, хотя, по-видимому, диапазон изменения σ не очень велик. Исходя из этого, для полиэлементных ореолов, по-видимому, можно подобрать такие пары элементов, для которых $\lg v$ будет изменяться с глубиной практически линейно. При переходе к показателям зональности более высоких порядков вида $v_n =$

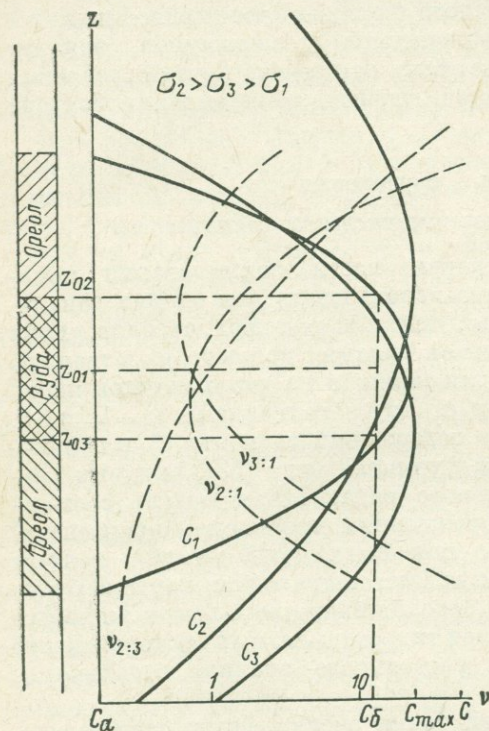


Рис. 20. Идеализированные графики содержания и отношения содержаний v элементов по восстанию рудной зоны.

C_1 , C_2 и C_3 — содержания основного (1) и сопутствующих (2, 3) элементов в рудной зоне, усл. ед.; $v_3:1$, $v_2:1$, $v_2:3$ — отношения содержаний элементов в рудной зоне; z_{01} , z_{02} и z_{03} — положение максимумов содержаний элементов в рудной зоне; σ_1 , σ_2 и σ_3 — полуширина интервала рудной зоны с содержаниями элементов $\geq 0,6 C_{\max}$; C_a и C_b — минимально-аномальное и бортовое содержание основного рудного элемента.

$= (PC_i)/(PC_j)$ после соответствующих подстановок и преобразований получаем

$$v_n = a_n e^{-\lambda n^2 z} e^{b n^2 z^2}, \quad (56)$$

где

$$a_n = \frac{PC_{0i}}{PC_{0j}} e^{\left(\sum \frac{z_{0i}^2}{2\sigma_i^2} - \sum \frac{z_{0j}^2}{2\sigma_j^2} \right)}, \quad (57)$$

$$\lambda_n = \sum \frac{z_{0i}}{\sigma_i^2} - \sum \frac{z_{0j}}{\sigma_j^2}; \quad (58)$$

$$b_n = \sum \frac{1}{2\sigma_i^2} - \sum \frac{1}{2\sigma_j^2}. \quad (59)$$

Если колебания σ не очень велики и их средние значения для надрудных σ_i и подрудных σ_j элементов равны ($\bar{\sigma}_i = \bar{\sigma}_j$), то $b_n = 0$ и выражение (56) становится аналогичным выражению (55).

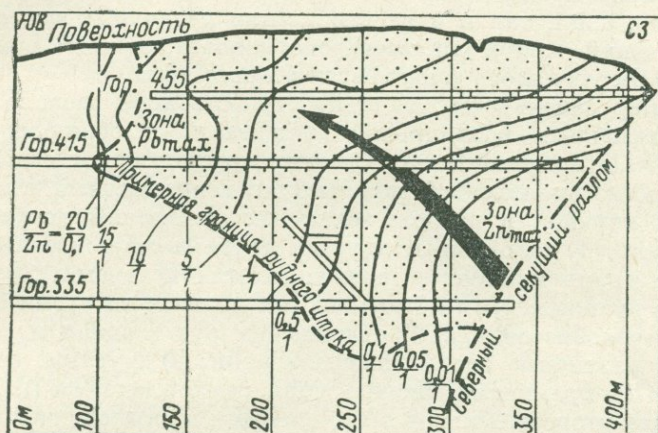


Рис. 21. Продольный вертикальный разрез рудника «Блайклиппен» с изолиниями значений свинцово-цинковых отношений (по У. Х. Гроссу, 1966 г.).

Стрелкой показано падение температуры минералообразования, выявленное методом декрипитации кварца.

По градиенту монотонно изменяющегося показателя зональности можно судить о направлении движения гидротермальных растворов (рис. 21). Естественно, что при сложной структуре рудного поля, наличии нескольких подводящих каналов направление движения гидротермальных растворов может быть достаточно сложным, что, с одной стороны, должно учитываться при изучении зональности рудных тел и, с другой — может успешно использоваться при расшифровке структуры месторождения.

Соотношение между зональностью отложения и пульсационной

В рассмотренной выше модели процесса формирования рудных тел и их первичных ореолов предполагалось, что состав исходных гидротермальных растворов не изменяется во времени и зональное строение рудных тел и ореолов обусловлено различной

устойчивостью в растворе тех или иных элементов при наличии различного рода геохимических барьеров на пути миграции раствора. Такая зональность получила название *зональности отложения*. Впервые она детально была рассмотрена В. Х. Эммонсом [102], который в своих построениях исходил из предположения, что выпадение минеральных веществ из гидротермальных растворов происходит в порядке, обратном их растворимости, при падении температуры и давления по мере удаления от магматического очага к земной поверхности. Зональность, по В. Х. Эммонсу, должна проявляться как в пределах отдельных рудных тел и месторождений, так и в распределении различных по составу месторождений вокруг магматического очага, причем основное внимание им уделялось зональности второго типа.

Характер зональности, т. е. пространственное расположение зон, обогащенных различными элементами, в обоих случаях одинаков. По мнению В. Х. Эммонса, отсутствие в некоторых районах четко проявленной зональности, неправильный или даже обратный порядок в расположении месторождений могут быть обусловлены: 1) наложением друг на друга месторождений, связанных с двумя или более магматическими центрами; 2) удалением или приближением магматических центров во время одного периода рудообразования; 3) отложением руд в одном и том же районе в различные эпохи минерализации; 4) другими, еще невыясненными причинами. Иначе говоря, фактор времени В. Х. Эммонс считал второстепенным, осложняющим в ряде случаев общий ход процесса дифференциации рудного вещества в пространстве.

В противовес этим представлениям С. С. Смирнов [90], как известно выдвинул гипотезу *пульсационной зональности*, согласно которой различия в составе рудных тел и месторождений определяются резким изменением состава гидротермальных растворов, отщепляющихся от магматического очага в различные фазы его развития, сопряженные с фазами развития тектонических структур. Учитывая центробежную последовательность развития тектонических структур и вполне определенную последовательность изменения состава гидротермальных растворов во времени, характер проявления пульсационной зональности в пространстве может быть весьма сходным с зональностью отложения.

Чаще всего, однако, как справедливо отмечал Ю. А. Билибин [4], в природе наблюдается наложение обоих видов зональности друг на друга, причем в общем плане пульсационная зональность более характерна для рудных полей и месторождений, а зональность отложения — для отдельных рудных тел.

Естественно, что такое деление зональности на два типа, один из которых формируется за счет изменения состава растворов во времени, а другой — за счет дифференциации постоянного во времени состава раствора в пространстве, несколько условно. Дело в том, что любой процесс эндогенного минералообразования

может быть подразделен на ряд звеньев, внутри каждого из которых в свою очередь выделяются звенья меньшего масштаба. При этом основные закономерности развития процессов минералообразования во времени (и в пространстве) сохраняются для различных по масштабу звеньев сходными. Или, как отмечает Д. В. Рундквист [83], в сравнительно кратковременные естественные звенья процесс развития как бы в сокращенном виде со своим «акцентом» проходит общую историю развития. По аналогии с основным биогенетическим законом отмеченная закономерность названа Д. В. Рундквистом «геогенетическим законом развития».

Все зависит от того, о каком промежутке времени и объеме пространства идет речь. Так, если рассматривать земную кору в целом, то уже на этом уровне проявляется как пульсационная зональность в последовательности максимального проявления месторождений железа, платины, титана, хрома, кобальта, никеля в докембрии — раннем палеозое, олова, вольфрама, бериллия, меди, цинка, свинца — в позднем палеозое — мезозое, бора, сурьмы, мышьяка, ртути, серебра, висмута — в мезозое и кайнозое, так и вертикальная зональность в распределении указанных групп элементов в земной коре: первая группа элементов характерна для базальтового слоя (мантии?), вторая — для гранитного, третья — для осадочного чехла. Аналогичная закономерность в какой-то мере повторяется и для отдельных тектоно-магматических циклов: указанные группы элементов соответственно характерны для ранних, средних и поздних этапов развития складчатой зоны, и месторождения их располагаются зонально относительно осевой линии.

Итак, внутри одного звена процесса рудообразования проявляется зональность отложения, которая может быть осложнена пульсационной зональностью только при условии совмещения в пространстве двух звеньев, что, по-видимому, в природе встречается сравнительно редко, учитывая в общем необратимое поступательное развитие земной коры в целом и ее отдельных участков в частности. Применительно к отдельным месторождениям или рудным телам можно сказать, что коль скоро формирование их протекает в один этап, то для них должна быть характерна зональность отложения. Пульсационная зональность может формироваться лишь при наложении друг на друга двух этапов минерализации, что должно проявляться в весьма контрастном изменении состава руд, приуроченных чаще всего к структурам различного плана.

Разделение этапа на отдельные стадии минерализации, как правило, не должно приводить к искажению характера зональности отложения данного этапа, хотя состав прожилков, относящихся к различным стадиям, и может быть достаточно различным. Только этим можно объяснить тот факт, что, несмотря на многостадийность процесса формирования месторождений и рудных тел, о чем свидетельствует обширная геологическая литература,

в подавляющем большинстве случаев для рудных тел и их первичных ореолов наблюдается вполне определенная зональность отложения. С этой точки зрения проявление пульсационной зональности рудных тел следует считать исключением из правила, что подтверждается фактически сравнительно редкими случаями нарушения единого ряда зональности, появления «перевернутого ряда» и т. д.

Следует отметить, что о ведущей роли зональности отложения при формировании рудных зон и второстепенном значении пульсационной зональности говорится во многих обобщающих работах последних лет. Это не исключает, естественно, возможности формирования зональности, обусловленной направленным во времени или пространстве развитием рудовмещающих структур, состава генерируемых магматическим очагом гидротерм и т. д. Различные возможные типы возникающей при этом зональности рассмотрены в работе В. И. Смирнова [89].

Природа зональности

По мнению ряда исследователей, основной причиной последовательного выпадения элементов из гидротермального раствора в твердую фазу является изменение температуры и давления раствора по пути его движения. Так, Ч. Парк [76] предполагает, что отложение рудных минералов происходит в порядке, обратном их растворимости или летучести, причем последовательность отложения в большей степени отвечает летучести, в меньшей — растворимости. Теория летучести соединений сложна и не нашла широкого применения в области анализа рудообразующих процессов.

В последнее время объяснение зональности все чаще дается с позиций термодинамической устойчивости в растворах различных комплексных соединений металлов. Так, по мнению Л. Н. Овчинникова [65], зональность отложения связана с изменением внутреннего равновесия стандартного, весьма близкого по исходному составу гидротермального раствора при изменении температуры и давления, причем наблюдается соответствие между зональностью отложения металлов и устойчивостью однотипных комплексов различных металлов. В качестве примеров приводятся данные Г. Л. Бэрнса по относительной термодинамической устойчивости однотипных сульфидных комплексов, выраженной в условных единицах свободной энергии:

Mn	Co	Fe	Ni	Sn
-78	-81	-82	-83	-126
Zn	Cu ₂	Pb	Cd	Hg
-132	-134	-154	-156	-277

и данные Г. Хельгесона по устойчивости хлоридных комплексов (в условных единицах):

Cu	Zn	Pb	Ag	Hg
0	-2	-2.57	-3.3	-7.5

Следует отметить, что полного соответствия ряда устойчивости сульфидных комплексов Г. Л. Бэрнса с природным рядом зональности сульфидных минералов не наблюдается. Надо думать, что с увеличением числа элементов таких отклонений будет еще больше.

С иных энергетических позиций к объяснению зональности отложения подходят Ф. А. Летников [1965], Н. А. Ворошилов [12] и другие исследователи, которые считают, что основным параметром, определяющим порядок выпадения элементов из ионного раствора с уменьшением температуры и давления, является свободная энергия кристаллизации минералов или изобарно-изотермический потенциал образования минерала Δz^0 . В поликомпонентной системе последовательность выделения минералов будет идти в порядке возрастания значений $-\Delta z^0$. Расчеты, выполненные Н. А. Ворошиловым для простых окислов, сульфидов и селенидов 22 металлов при постоянных значениях температуры и давления, показали достаточно хорошую сходимость теоретического и реально наблюдаемого ряда зональности.

Обращает на себя внимание, что с энергетических позиций находит объяснение и минералогическая зональность: для наиболее глубоких горизонтов характерны окислы определенных металлов, для верхних — сульфиды и сульфоантимониды другой группы элементов. При иных термодинамических условиях может оказаться энергетически более выгодным формирование иных минеральных форм и в иной последовательности, что будет приводить к изменению ряда зональности.

Существенную роль может играть при этом концентрация в растворе исходных реагирующих веществ. Согласно закону действия масс следует ожидать, что из более концентрированных растворов данного элемента осаждение последнего будет происходить раньше, т. е. на больших глубинах, чем из растворов с малыми концентрациями. К такому выводу приходит, в частности, Г. П. Тейлор [74] на основании обобщения данных о последовательности выделения минералов в 550 рудных месторождениях: первичный порядок отложения рудных минералов связан с уровнем содержания металлов в данном месторождении. Так, в месторождениях, богатых цинком, сфалерит отлагается раньше халькопирита, в то время как в существенно медных месторождениях халькопирит предшествует сфалериту.

По мнению А. А. Маракушева и Н. И. Безмена [53], главными «осадителями» металлов из гидротермальных растворов являются кислород и сера, следовательно, индифферентность металлов к этим

элементам в значительной мере должна определять их миграционную способность и положение в ряду зональности. Для количественного выражения этой зависимости необходим расчет равновесий с участием реальных ионных форм нахождения металлов в гидротермальных растворах, что практически сопряжено с большими трудностями. Полученные пока данные не в состоянии с этих позиций объяснить высокую подвижность таких элементов, как ртуть, сурьма, серебро и др.

Роль вмещающих пород при формировании зональности, по-видимому, невелика и проявляется, как правило, не в изменении ряда зональности, а в контрастности ее проявления: чем сильнее реакционная способность породы и чем выше температура рудоотложения, тем контрастнее зональность (по В. В. Щербине [74]). Реакционная способность обычно невысока в кварц-серицитовых сланцах, несколько выше в гранитах, еще выше в диоритах, габбро, амфиболитах и биотитовых сланцах, особенно велика в волластонит-везувиановых скарнах и известняках. Реакционная способность пород зависит и от состава растворов: щелочные растворы интенсивнее реагируют с кислыми породами, а кислые — с основными. Контрастность, а не порядок зональности, также зависит от массы раствора и рудного вещества, участвующего в гидротермальном процессе: в небольших рудных телах зональность бывает выражена более интенсивно и на меньших интервалах, чем в очень крупных рудных телах.

Поскольку термодинамические параметры комплексных соединений различных элементов, в конечном счете определяющие порядок и скорости выпадения их в твердую фазу, зависят от внутренних свойств атомов и ионов, должна наблюдаться, естественно, корреляция между зональностью и отдельными свойствами элементов. Иначе говоря, обобщенный ряд зональности в самом первом приближении может быть получен путем расположения элементов в порядке убывания их ионных радиусов, ионных потенциалов, ионных плотностей, потенциалов ионизации и др. Так, Н. И. Сафронов [86] считает, что зональность рудных тел и их ореолов определяется различной подвижностью ионов в водных растворах, которая обратно пропорциональна ионным потенциалам элементов. Расположив элементы в ряд по их ионным потенциалам, можно получить теоретический ряд зональности, в общих чертах подобный практически наблюдаемому в природе. По мнению Ю. Г. Щербакова [101], дифференциация элементов в гидротермальном растворе объясняется их различной ионной плотностью: элементы с высокой ионной плотностью (Mo, Sn, W, Bi, Ni и др.) должны обогащать нижние горизонты рудных тел, с низкой (As, Sb, Ba, Hg и др.) — верхние.

По Д. С. Коржинскому [75], зональность отложения, формирующаяся на фоне «кислотно-основного фильтрационного эффекта», определяется в основном величиной удельной энергии ионизации атомов (средним потенциалом ионизации на один

валентный электрон). Как известно, соединения металлов, легче отдающих электроны (более электроположительные), обладают более основными свойствами. Поэтому падение кислотности гидротермальных растворов, характерное для щелочной стадии процесса (основной рудной стадии, в которую происходит отложение сульфидов), приводит к выпадению металлов в последовательности возрастания их электроположительности:

W ⁶⁺	Nb ⁵⁺	Ta ⁵⁺	Sn ⁴⁺	Mo ⁴⁺	Ti ⁴⁺	As ³⁺	Bi ³⁺	Sb ³⁺	Cu ²⁺
32,3	27,4	24,8	24,8	24,5	22,9	18,9	17,4	16,7	14,0
Be ²⁺	Zn ²⁺	Ni ²⁺	Co ²⁺	Pb ²⁺	Hg ²⁺	Ba ²⁺	Ag ²⁺		
13,8	13,7	12,9	12,5	11,2	10,4	7,9	7,6		

Как отмечает Д. С. Коржинский, последовательность отложения элементов (минералов) и ряд электроположительности согласуются лишь в самых общих чертах.

На наш взгляд, наиболее прогрессивным направлением дальнейшей разработки теории формирования зональности рудных тел и их первичных ореолов является термодинамическое, т. е. основанное на анализе основных термодинамических параметров комплексных соединений различных элементов в гидротермальных растворах и рудах. Учитывая, что перенос элементов в гидротермальных растворах может идти в форме различных комплексных соединений, а выпадение из раствора — в форме различных минералов, положение элементов в ряду зональности может в зависимости от этого более или менее резко изменяться. Например, поведение вольфрама в ряду зональности, по данным В. В. Щербины [74], в высокой степени зависит от относительной термодинамической устойчивости комплексных соединений вольфрама в гидротермальном растворе; распад оксигалогенидов вольфрама WOF_4 или WO_2Cl_2 происходит на больших глубинах с образованием вольфрамата, распад вольфрамата натрия Na_2WO_4 — на меньших с образованием ферберито-антимонитовых жил. Следует подчеркнуть, что минеральная форма нахождения вольфрама в нижней и верхней частях ряда зональности в данном случае одинакова, что свидетельствует о необходимости при анализе зональности учитывать не только термодинамические параметры рудных минералов, но и параметры термодинамической устойчивости комплексных соединений элементов в растворах. Такие случаи, по-видимому, будут встречаться не столь уж часто.

Значительно чаще изменение положения элемента в ряду зональности сопряжено с иной минеральной формой его нахождения в рудах. В качестве примеров можно привести поведение олова, мышьяка, меди и других элементов. Олово в форме касситерита характерно для глубоких горизонтов, в форме станнина — для верхних горизонтов рудных тел; мышьяк в форме арсенопирита и медь в форме халькопирита характерны для более

глубоких горизонтов, а эти же элементы в форме сульфоантимонитов — для верхних. С этой точки зрения можно утверждать, что геохимическая зональность является отражением минеральной. Это тем более справедливо, что для подавляющего большинства элементов, как показывают экспериментальные исследования, наиболее характерна минеральная форма нахождения их в рудных телах и первичных ореолах.

Эмпирические ряды зональности

Анализ многочисленных данных, особенно появившихся в последние годы в связи с изучением первичных ореолов месторождений и рудных тел, показывает, что в большинстве случаев распределение элементов подчиняется единому ряду зональности отложения, хотя почти всегда имеют место те или иные отклонения от этого ряда, зависящие от многих причин. В каждом конкретном случае наблюдается обычно не полный ряд зональности, а лишь отдельные участки его с выпадением из ряда некоторых элементов. Иногда нарушается и последовательность расположения элементов в ряду зональности. Путем обобщения опубликованных данных более чем по 40 эндогенным месторождениям различных типов нами получен следующий ряд зональности: $\text{Be Ni B Sn}_1 \text{ U Mo W As}_1 | \text{Bi Cu}_1 \text{ Zn Pb Sn}_2 \text{ Au Ag} | \text{Ba As}_2 \text{ Cu}_2 \text{ Sb Hg}$. Порядок элементов в ряду определяется положением на оси z (снизу вверх) наиболее обогащенного интервала оруденения.

Весьма сходный обобщенный ряд зональности, полученный путем обработки на ЭВМ данных по 47 гидротермальным месторождениям, приводится в работе Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна [57]: $\text{WBeAs}_1\text{Sn}_1 \text{ U Mo Co Ni} | \text{BiCu}_1 \text{ Au Sn}_2 \text{ Zn Pb Ag} | \text{CdCu}_2 \text{ As}_2 \text{ Sb Hg Ba}$.

Оба варианта обобщенного ряда зональности имеют достаточно много общего. Некоторые различия объясняются, по-видимому, как недостаточной представительностью выборок, так и различной методикой выделения ряда зональности. Общим для обоих вариантов является наличие достаточно устойчивых групп элементов, характерных для нижней, средней и верхней частей обобщенного ряда.

Связь между осевой, продольной и поперечной зональностью

Как указывалось выше, зональность рудных тел и их первичных ореолов наиболее четко должна быть проявлена по направлению движения растворов (осевая зональность). Для крутопадающих рудных зон осевая зональность часто совпадает с вертикальной для разрезов, проходящих лишь через центральные части рудных тел, тогда как для флангов вертикальная зональность будет проявляться менее отчетливо. По простиранию рудных зон, как правило, должна наблюдаться «прямая» зональность

от центра к флангам, причем наиболее отчетливо на горизонтах рудного интервала минерализованной зоны. В под- и надрудном интервалах горизонтальная зональность выражена менее четко или вовсе отсутствует, что объясняется веерообразным характером движения гидротермального раствора в плоскости рудной зоны.

Кроме осевой, вертикальной и горизонтальной зональности можно говорить о поперечной — в направлении, перпендикулярном к плоскости рудной зоны. Как указывалось выше, с удалением от границы рудного тела содержание элементов в ореоле изменяется по экспоненциальному закону: $C = C_0 e^{-\lambda x}$. Коэффициент λ в обобщенном виде характеризует миграционную способность различных элементов в данной обстановке. На самых нижних горизонтах рудных зон, где только начинается выпадение элементов в твердую фазу, наибольшей миграционной способностью будут обладать элементы, характерные для самых верхних горизонтов рудных зон. Иначе говоря, по убывающим значениям λ все элементы в поперечном первичном ореоле на этом горизонте будут располагаться в порядке, аналогичном обобщенному ряду вертикальной зональности.

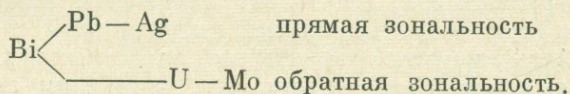
Минимальной миграционной способностью каждый элемент будет обладать на горизонте, соответствующем его максимальной концентрации в рудной зоне. Выше этого горизонта миграционная способность вновь возрастает в связи с переходом в область, где физико-химические и термодинамические параметры не являются оптимальными для выпадения данного элемента в твердую фазу. Однако относительное увеличение миграционной способности элементов вверх и вниз от горизонта с максимальным содержанием идет, по-видимому, медленнее, нежели падение содержаний по оси z в этих же направлениях. При этом условии видимая ширина и продуктивность ореола будут максимальными на горизонте C_0 , что и наблюдается практически в подавляющем большинстве случаев. Так называемая эффективная продуктивность ореола, определяемая в пределах его «видимой» части, будет изменяться еще более резко, нежели истинная, что должно учитываться при соответствующих расчетах.

Возвращаясь к оценке зональности поперечного ореола, можно отметить, что при ранжировании элементов по убывающим значениям λ мы получим ряд, в котором элементы, находящиеся выше основного в ряду вертикальной зональности, будут расположены в прямой последовательности, а находящиеся ниже — в обратной. Иначе говоря, зональность поперечного ореола в самой верхней части рудной зоны будет обратна осевой вертикальной зональности рудной зоны.

Как показывает опыт работ, значения λ могут изменяться в значительных пределах на одном и том же месторождении и даже в соседних сечениях одного и того же рудного тела, однако соотношения их для различных элементов остаются более или менее постоянными. Таким образом, изучая зональность поперечного

ореола, можно ориентировочно оценивать уровень сечения рудной зоны по оси z . В качестве примера приведем данные по одному из медно-висмутовых месторождений [39]. В поперечном диффузионном ореоле кварц-халькопиритовых прожилков элементы располагаются в следующем порядке по значениям λ : Bi — 2,5, Pb — 2, Ag — 1,8, U — 1,3, Mo — 1.

В данном случае мы имеем рудное сечение, коль скоро висмут имеет максимальный градиент концентрации в поперечном ореоле, а элементы, располагающиеся выше (свинец и серебро) и ниже (уран и молибден) висмута в обобщенном вертикальном ряду зональности, характеризуются меньшими градиентами. Полученный ряд поперечной зональности состоит как бы из двух половинок:



Следует отметить, что ряд авторов ([73], [86] и др.) зональность поперечных ореолов (впрочем, как и осевых) определяют по увеличению видимой ширины ореолов различных элементов. Ненадежность такого способа оценки зональности ясна из того, что ширина ореола зависит от содержания элемента в рудном теле C_p и во вмещающих породах:

$$L_{\text{вид}} = \ln(C_p/C_a)/\lambda, \quad (60)$$

а не только от миграционной способности различных элементов. На это указывали в своих работах А. П. Соловов [93], С. В. Григорян [39]. Тем не менее в целом ряде случаев ряды зональности, построенные по убыванию видимой ширины поперечных первичных ореолов, оказываются достаточно близкими к рядам, построенным, как указывалось выше, по убывающим значениям λ . Объясняется это, по-видимому, тем, что для любого типа месторождения в рудном интервале, во-первых, максимальные значения $\ln(C_p/C_a)$, как и λ , будут характерны для основного рудного элемента и, во-вторых, при переходе к элементам, стоящим выше или ниже основного элемента в едином ряду зональности, скорость убывания их содержаний больше, нежели скорость убывания параметра λ .

В качестве иллюстрации можно привести табл. 5, практически повторяющую таблицу из статьи Л. Н. Овчинникова и С. В. Григоряна [57] в несколько измененной нами форме записи. В табл. 5 для рудных интервалов месторождений различных генетических типов приведены ряды зональности поперечных первичных ореолов, при расшифровке которых в подавляющем большинстве случаев устанавливается описанная выше связь между рядами зональности поперечных и осевых первичных ореолов. Прежде всего обращает на себя внимание, что в пределах рудного интервала наиболее широкие поперечные первичные ореолы образуют

**Инверсионная зональность поперечных первичных ореолов
месторождений различных типов**

Месторождение	Примерный ряд зональности (по убывающей ширине поперечного ореола)
Свинцово-цинковое в скарнах	$\text{Ba} \begin{cases} \text{As} - \underline{\text{Ag}} & \text{---} & \text{Sb} \\ \underline{\text{Zn}} - \text{Pb} & \text{---} & \text{Cu} \end{cases}$
Полиметаллическое жильное в кислых эффузивах	$\text{Pb} \begin{cases} \text{Ba} & \text{---} & \underline{\text{Ag}} & \text{---} & \text{As} \\ \text{Zn} & \text{---} & \text{Cu} & \text{---} & \text{Co} \end{cases}$
Полиметаллическое стратиформное	$\text{Ag} \begin{cases} \text{As} - \underline{\text{Ba}} & \text{---} & \text{Co} - \underline{\underline{\text{Zn}}} - \text{Ni} \\ \text{Pb} - \text{Cu} & \text{---} & \end{cases}$
Меднопорфировое с золотом	$\text{Au} \begin{cases} \text{Ag} - \text{As} - \text{Sb} & \text{---} & \text{Cu} - \text{Mo} \end{cases}$
Колчеданное	$\text{Cu} \begin{cases} \text{Zn} - \text{Pb} - \text{Ag} - \text{Ba} & \text{---} & \text{As} & \text{---} & \text{Ga} \\ \text{Mo} - \text{Co} - \underline{\underline{\text{Bi}}} & \text{---} & \end{cases}$
Медно-висмутовое	$\text{Cu} \begin{cases} \text{Pb} - \text{Ag} - \text{As} - \text{Ba} & \text{---} & \underline{\underline{\text{Zn}}} & \text{---} & \text{Co} \\ \text{Bi} & \text{---} & \end{cases}$
Медно-молибденовое	$\text{Cu} \begin{cases} \text{Zn} - \text{Pb} & \text{---} & \text{As} - \underline{\underline{\text{Ba}}} - \underline{\underline{\text{Ag}}} \\ \text{Mo} & \text{---} & \text{Co} - \text{Ni} - \underline{\underline{\text{Sn}}} - \underline{\underline{\text{Be}}} - \underline{\underline{\text{W}}} - \underline{\underline{\text{Bi}}} \end{cases}$
Уран-молибденовое	$\text{U} \text{---} \text{Mo} - \underline{\underline{\text{Pb}}} - \text{Cu} - \text{Zn} - \text{Ag}$
Кварц-золоторудное	$\text{Au} \begin{cases} \text{Ag} - \text{Sb} & \text{---} & \underline{\underline{\text{As}}} - \underline{\underline{\text{Bi}}} & \text{---} & \text{Pb} - \text{Cu} - \underline{\underline{\text{Be}}} - \text{Mo} - \text{Co} - \underline{\underline{\text{Zn}}} \end{cases}$
Шеелитовое в скарнах	$\text{W} \begin{cases} \text{Cu} - \underline{\underline{\text{Ba}}} - \text{Zn} - \text{Pb} & \text{---} & \text{Mo} \end{cases}$
Ртутное	$\text{Hg} \begin{cases} \text{As} - \text{Ba} & \text{---} & \underline{\underline{\text{Ag}}} \\ \underline{\underline{\text{Cu}}} - \text{Pb} - \text{Zn} - \underline{\underline{\text{Ni}}} & \text{---} & \text{Co} \end{cases}$

главные рудные элементы. Далее, элементы, положение которых в ряду зональности поперечных ореолов оказалось не совпадающим с положением их в ряду осевой зональности, чаще всего смещаются на одно-два места вправо, что свидетельствует о некотором уменьшении ширины поперечных ореолов по сравнению с ожидаемой. Наиболее характерны такого рода отклонения для вольфрама, висмута, цинка, серебра и бария. Если учесть, что порог чувствительности спектрального анализа на указанные элементы, как правило, недостаточен для надежного определения фоновых содержаний, а следовательно, и полной эффективной ширины поперечных первичных ореолов, то это в какой-то мере объясняет систематическое смещение указанных элементов в рядах поперечной зональности. С учетом этой поправки ряды поперечной и осевой зональности становятся настолько близкими, что рассмотренный выше вид связи между ними не вызывает сомнения.

3.3. ПРИМЕРЫ ИЗ ПРАКТИКИ

3.3.1. Общий обзор

Особенности околорудных изменений вмещающих пород используются при поисках с незапамятных времен. В последнее время в связи с поисками скрытого оруденения интерес к такого рода работам резко возрос. При этом наряду с геолого-минералогическими методами исследования поведения породообразующих элементов в околорудном пространстве все шире проводятся геохимические исследования поведения рудных и им сопутствующих элементов в первичных ореолах рудных тел.

Судя по опубликованным работам, наибольшее внимание уделялось изучению первичных ореолов полиметаллических месторождений различных генетических типов в основных рудных районах СССР [24, 29, 30, 34]: на Алтае (Г. И. Россман, 1960 г.), в Казахстане (К. М. Муканов, 1957 г.; В. З. Фурсов, 1968 г.), Киргизии (Н. А. Ворошилов, Н. Н. Сочеванов, 1963 г.), Восточном Забайкалье (Б. Б. Шатров, 1959 г.; В. В. Поликарпочкин и др., 1964 г.; Ю. П. Трошин, Л. В. Кусакина, 1964 г.; Б. П. Санин и др., 1969 г. и др.), на Северном Кавказе (С. С. Куйкин, 1963 г.), в Средней Азии (С. В. Григорян и др., 1969 г.) и Приморье.

Достаточно полно изучены первичные ореолы медноколчеданных месторождений Урала (Г. Н. Засухин, 1967 г.; В. Г. Прохоров, 1970 г.; В. И. Чесноков, 1971 г.), Кавказа и Рудного Алтая [65]. В работе Л. Н. Овчинникова и Э. Н. Баранова [65] приведены обобщающие данные по первичным ореолам более чем 30 колчеданных месторождений Кавказа, Урала и Рудного Алтая, показана общность их состава, вертикальной зональности и других особенностей, которые проявляются независимо от возраста колчеданного оруденения и типа рудной провинции.

Первичные ореолы месторождений сингенетических вкрапленных медно-никелевых руд (собственно ликвационных) изучались в Норильском районе (И. Д. Волков, 1964 г.), на Кольском полуострове и в других районах (Д. В. Полферов, 1962 г.; Т. И. Ньюпенен, 1965, 1969 гг.; [19]). Первичные ореолы месторождений эпигенетических медно-никелевых руд исследовались на объектах Кольского полуострова (С. В. Григорян, В. В. Рябов, 1972 г.; Е. М. Квятковский и др., 1972 г.; [59]).

Первичные ореолы гидротермальных урановых месторождений явились тем объектом, на котором впервые в больших объемах и целенаправленно проводятся вначале опытно-методические, а затем и производственные работы при поисках глубокозалегающих рудных тел. По существу, на этих объектах были разработаны основы методики поисков месторождений по их первичным ореолам, изложенные в известном методическом руководстве [46].

Достаточно много работ посвящено описанию первичных ореолов золоторудных месторождений Восточного Забайкалья (Е. М. Квятковский [18]; В. В. Поликарпочкин и др., 1965 г.), Дальнего Востока (Н. А. Китаев и др., 1970 г.; М. И. Воин, 1971 г.), Казахстана (А. Фахри, 1966 г.), Средней Азии (В. С. Григорян, М. А. Зубов, 1971 г.; [11]) и других районов. В 1974 г. опубликован сборник статей [23], в котором отдельный раздел посвящен первичным ореолам золоторудных месторождений. В 1975 г. вышла в свет монография Н. В. Росляковой и Н. А. Рослякова [80] по эндогенным ореолам месторождений золота.

На существование первичных ореолов ртути на собственно ртутных и ртутно-сурьмяных месторождениях впервые обратил внимание А. А. Сауков [84]. В дальнейшем под влиянием этой работы проводились исследования первичных ореолов на многих месторождениях ртути и сурьмы в различных рудных районах, результаты которых опубликованы в ряде статей и монографий (О. В. Вершковская, 1956 г.; Н. А. Озерова, 1962 г.; Г. А. Терехова, 1961 г.; В. П. Федорчук, 1964 г.; [27, 39, 49] и др.).

Первичные ореолы оловорудных месторождений сульфидно-касситеритовой формации описываются в статьях Н. В. Никитина [19], Н. Н. Никулина и Ю. И. Бакулина [62], Г. А. Виллера и С. С. Мещерякова (1969 г.), Л. Н. Хетчикова и Р. М. Константинова (1959 г.), Т. А. Морозовой и Л. И. Бельчанской [26], А. И. Бураго (1973 г.), А. Н. Боголюбова и др. [16] (Дальний Восток), А. Е. Воронцова и др. (1970 г.) (Восточное Забайкалье), И. Н. Некрасова [10] (Якутия). Оловорудные месторождения Комсомольского района (Дальний Восток) явились своеобразным опытным полигоном, на котором различными научно-исследовательскими организациями (ЛГИ, ВИРГ, ВИТР,

МГУ, ДВГИ СО АН СССР, ГЕОХИ) и местными геологоразведочными партиями разрабатывалась методика поисков глубокозалегающих рудных тел по их первичным ореолам. Поэтому на примере этого района нами ниже будут детально рассматриваться вопросы методики изучения первичных ореолов и использования их при поисках.

По первичным ореолам месторождений вольфрама, молибдена и бериллия опубликовано сравнительно мало работ, среди которых можно назвать статьи Р. И. Дубова и др. [54], В. И. Сизых и др. [58], Л. В. Таусона и др. [66], В. Т. Покалова (1972 г.), О. С. Ключева и Н. А. Конопкова [41], а также сборники статей [22, 28].

Первичные ореолы тантало-ниобиевых месторождений, связанных с альбитизированными и грейзенизированными гранитами, детально рассматриваются в монографии А. А. Беуса и др. [32].

Особенности первичных ореолов флюоритовых месторождений описываются в работах А. Д. Щеглова [10], Г. П. Гапонцева и др. [66], Р. Я. Корытова и др. (1966 г.).

Достаточно обширная литература известна по первичным ореолам редкометалльных (С. С. Щербин, О. А. Осетров, 1961 г.; [33, 81] и слюдоносных (В. А. Куфтырева, Г. П. Соловарова, 1966 г.; [59, 66]) пегматитов.

Во всех перечисленных выше работах с большей или меньшей полнотой рассматриваются вопросы состава и формы нахождения элементов в первичных ореолах, морфологии и зональности последних. Следует отметить, что в работах, опубликованных до 1965—1966 гг., как правило, приводится чисто качественное описание первичных ореолов либо для количественной характеристики используются самые различные показатели, часто не имеющие параметрического смысла и трудносопоставимые между собой. К числу таких работ относятся монографии И. И. Гинзбурга (1957 г.), И. И. Гинзбурга и др. [73], обзор зарубежных работ [41] по первичным ореолам эндогенных месторождений различного генезиса и состава (США, Канада, ФРГ, Япония), Труды Пражской конференции по проблемам постмагматического рудообразования [74, 75], сборник, посвященный памяти О. Д. Левицкого [10], в котором рассматриваются с чисто качественных позиций вопросы зональности месторождений золота, олова, молибдена, железа, флюорита, меди, свинца и цинка, сурьмы и ртути.

С выхода в свет сводной работы, обобщающей опыт исследований первичных ореолов урановых и свинцово-цинковых месторождений [103], методического руководства А. Д. Каблукова и др. [46], статей А. П. Соловова [93] и других, по существу, начинается новый этап изучения первичных ореолов с привлечением количественных методов оценки зональности и уровня эрозионного среза. Дальнейшее развитие методы количественной оценки зональности и уровня среза получили в монографии

С. В. Григоряна и Е. М. Янишевского [39], в которой систематизированы результаты изучения первичных ореолов свинцово-цинковых, медно-висмутовых и медно-золотых, урановых, вольфрамовых и ргутных гидротермальных месторождений.

Современное состояние изученности вопросов теории, методики и практического использования первичных ореолов гидротермальных месторождений нашло отражение в сборнике докладов и дискуссий на II сессии Межведомственного совета по научным основам геохимических методов поисков месторождений в г. Иркутске [57, 58].

Наконец, следует упомянуть работы С. В. Григоряна, в которых обобщены результаты его многолетних исследований первичных ореолов гидротермальных месторождений Средней Азии и ряда месторождений других районов.

3.3.2. Оловорудные месторождения Комсомольского района

Краткая геологическая характеристика района [15]

Комсомольский оловорудный район слагают средне- и верхнеюрские осадочные отложения, представленные ритмично переслаивающимися кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. С несогласием на них залегают нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, представленные конгломератами, туфоконгломератами, туфами кварцевых порфиритов и кварцевыми порфирами, и верхнемеловые эффузивы среднего и основного состава. Все вышеуказанные отложения перекрываются горизонтально залегающими покровами неоген-древнечетвертичных базальтов.

Структурные элементы района были сформированы в результате проявления двух фаз складчатости: ранне- и позднемеловой, которым соответствуют два структурных этажа — юрский и меловой. Породы обоих структурных этажей интенсивно дислоцированы, осложнены многочисленными дизъюнктивными нарушениями. С разломами глубокого заложения раннемелового возраста связано внедрение пород риолитового вулканоплутонического комплекса, интрузивная фация которого представлена в районе Чалбинским массивом биотитовых гранитов. С позднемеловыми глубинными разломами связано внедрение пород андезитового вулканоплутонического комплекса, интрузивная фаза которого представлена в районе многочисленными малыми гибридными интрузиями повышенной основности. Наибольшее количество этих интрузий приурочено к широтному Силинскому глубинному разлому, что позволяет предполагать наличие здесь на некоторой глубине единого интрузивного массива, получившего наименование Силинского.

Оловорудные зоны Комсомольского района относятся к турмалиновому типу касситерит-силикатно-сульфидной формации.

Приурочены они к протяженным, весьма выдержанным тектоническим нарушениям меридионального простирания, секущим все юрские, нижне- и верхнемеловые геологические образования. Для большинства зон района характерно крутое ($70-80^\circ$) падение на запад. В песчано-сланцевых отложениях зоны минерализации хорошо выдержаны как по падению, так и по простиранию. У контакта с интрузивными породами оловорудные зоны обычно расщепляются на ряд маломощных жил, которые при переходе в интрузию быстро выклиниваются (зона Придорожная). Вертикальный размах оруденения в отдельных зонах достигает 1000 м, чаще же составляет первые сотни метров.

По вещественному составу минерализованные зоны и рудные тела достаточно однообразны, что, вероятно, обусловлено однотипностью и устойчивостью гидротермального процесса в пределах всего района. Они сложены главным образом мощными жилообразными телами турмалинитов, которые в песчано-сланцевых отложениях окружены чехлом кварц-серицитовых пород, а в интрузивных и эффузивных породах повышенной основности — пропилитами. К осевой части зоны обычно приурочены кварцеворудные жилы и прожилки с касситеритом, сульфидами, карбонатами.

Процесс рудообразования в районе протекал, по-видимому, в единый, достаточно продолжительный этап на фоне общего снижения температуры растворов при приближении их к дневной поверхности. Неоднократные тектонические подвижки в течение всего этапа рудообразования приводили к появлению на одном и том же горизонте прожилков различного минерального состава, что позволяет выделять внутри единого этапа рудообразования несколько стадий минерализации: кварц-турмалиновую; кварц-касситеритовую с вольфрамитом, шеелитом и ранним арсенипитом; кварц-сульфидно-колчеданную с пирротином, халькопиритом и сфалеритом; кварц-карбонатную с сидеритом, анкеритом, галенитом и сфалеритом; кальцитовую с пиритом, флюоритом и иногда антимонитом и киноварью. Следует отметить, что минеральные ассоциации различных стадий минерализации обособляются в самостоятельных жилах и прожилках наиболее четко на глубоких горизонтах рудных зон, на самых же верхних горизонтах часто не происходит подобной дифференциации. Явления телескопирования различных минеральных ассоциаций на глубоких горизонтах рудных зон могут в отдельных случаях приводить к появлению обратной зональности: относительно обогащению нижних горизонтов по сравнению с верхними сульфидными минералами, что характерно, например, для рудных зон, залегающих близ гранитоидных массивов Силянской группы (зона Придорожная).

Кварц-турмалиновая минеральная ассоциация в минерализованных зонах района развита наиболее широко, но далеко не повсеместно. Иногда на смену кварц-турмалиновых приходят

кварц-хлоритовые метасоматиты, что особенно характерно для верхних горизонтов рудных зон, залегающих в верхнемеловых эффузивах. Кварц-касситеритовая минеральная ассоциация имеет наибольшее значение в отношении олова. Турмалиновые зоны продуктивны только там, где они рассечены прожилками и жилами кварца с касситеритом, что свидетельствует о достаточно четком разрыве по времени этих двух стадий и правомерности отнесения кварц-турмалиновой стадии к дорудной. Кварц-сульфидная и кварц-карбонатно-сульфидная минеральные ассоциации связаны непосредственными переходами с кварц-касситеритовой, что говорит об отсутствии существенного разрыва их во времени, хотя, как отмечалось выше, в пространстве они могут быть достаточно четко разобщены. Кальцит-пиритовая с флюоритом минеральная ассоциация в минерализованных зонах проявлена слабо и, судя по ее взаимоотношениям с другими минеральными ассоциациями, может быть отнесена к пострудной. Прожилки с антимонитом и киноварью встречаются главным образом на северо-восточной окраине рудного района.

Исследование первичных ореолов в Комсомольском районе проводилось в хорошо разведанных основных рудных зонах: Главной, Ягодной, Придорожной, Северной, Лунной, Тропной и ряде других. Всего было отобрано и проанализировано 1500 дубликатов бороздовых и 1200 пунктирно-бороздовых проб из керна скважин, подземных горных выработок и канав. Для получения объемной характеристики первичных ореолов пробы отбирались с нескольких горизонтов по разведочным профилям, вскрывающим минерализованные зоны в центральных частях и на флангах. Длина бороздовой пробы в среднем равна 1 м, пунктирно-бороздовой 2—3 м в гидротермально измененных околорудных породах и 5—10 во вмещающих. Пунктирно-бороздовая проба состояла из 10—12 сколков общей массой 200—250 г. Начальная масса бороздовой пробы от 4 до 10 кг. Содержания элементов в пробах определялись экспрессным спектральным анализом с точностью, характеризуемой стандартным множителем $\varepsilon = 1,6$.

*Использование корреляционного анализа
для оценки стадийности, зональности
и уровня среза рудных тел*

Для разделения элементов различных стадий минерализации можно воспользоваться аппаратом корреляционного анализа: элементы одной стадии должны характеризоваться более высокими положительными значениями коэффициентов корреляции, тогда как элементы разных стадий будут характеризоваться меньшими значениями или даже отрицательными коэффициентами корреляции. При этом, однако, следует иметь в виду, что существенное влияние на результаты корреляционного анализа оказывают методика опробования, богатство или бедность руд, а также мето-

дика анализа проб. Действительно, многостадийность процесса проявляется в формировании прожилков различного состава, причем, как правило, на более глубоких горизонтах в силу явления телескопирования дифференциация состава прожилков проявляется все более отчетливо. Если линейные размеры пробы l больше мощности отдельных прожилков h , но меньше среднего расстояния между прожилками L , то корреляция между содержаниями элементов одной стадии будет положительная, для элементов разных стадий — отрицательная.

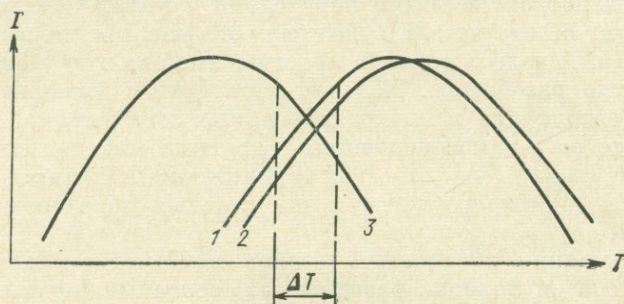


Рис. 22. Графики зависимости интенсивности спектральных линий I от температуры источника возбуждения T для элементов с различными потенциалами ионизации $V_2 > V_1 \gg V_3$.

Если объем проб уменьшить до размера богатых рудных прожилков или отдельных мономинеральных включений в них, то даже для элементов одной стадии минерализации, образующих собственные минеральные формы (например, свинец и цинк), будет характерна отрицательная корреляционная связь. Положительная связь при такой методике опробования сохранится лишь для элементов, присутствующих в руде в одном и том же минерале (например, цинк и кадмий). Если же объем проб резко увеличить ($l \gg L$) и отбирать пробы в пределах одного горизонта, где не сказывается еще влияние зонального распределения элементов, то при определенных условиях даже для элементов разных стадий минерализации можно получить положительную корреляционную связь между ними. Если же такие пробы отбирать с разных горизонтов, то при наличии четко выраженной зональности даже для элементов одной стадии можно получить отрицательную корреляционную связь.

Отсюда следует, что при опробовании более целесообразно отбирать не штупные, а бороздовые или пунктирно-бороздовые пробы длиной $l > h$. Обычно при $l \geq 0,5 \div 1$ м это соотношение оказывается справедливым для подавляющего большинства гидротермальных месторождений, в том числе для оловорудных месторождений Комсомольского района. Наконец, при использовании спектрального анализа проб между элементами неизбежно возникают дополнительные корреляционные связи, что ясно из рис. 22,

на котором изображены графики зависимости интенсивности спектральных линий от температуры источника возбуждения. При колебаниях температуры источника возбуждения ΔT коэффициент корреляции между интенсивностью линий элементов 1, 2 будет близок к +1, а для элементов 1, 3 и 2, 3 к -1. Используя известные зависимости из теории статистики, можно исключить влияние ошибок анализа при вычислении коэффициентов корреляции. Следует, однако, отметить, что при указанных выше

r	Sn	W	Co	Cu	Bi	Zn	Pb	Ag	As	Sb
0,13	0,02	0,37	0,95	0,88	0,01	0,62	0,42	0,57	0,70	
-0,27	-0,15	0,35	0,85	-0,07	0,10	0,24	0,34	0,41		
-0,03	-0,16	0,37	0,04	0,03	0,36	0,20	0,32			
-0,04	-0,17	-0,01	-0,06	0,27	0,77	0,14				
-0,16	-0,10	0,05	0,18	0,73	0,39					
-0,32	-0,19	0,19	0,58	0,31						
-0,21	-0,09	0,24	0,10							
-0,33	-0,14	0,23								
-0,48	-0,04									
-0,46										

Рис. 23. Матрица коэффициентов корреляции элементов в пробах из зоны Тропной ($n = 39$).

значениях ошибок анализа ($\epsilon = 1,6$) и дисперсии содержаний элементов в пробах ($\epsilon_c = 3$) влияние корреляции ошибок анализа невелико и им можно пренебречь.

На рис. 23 приведена матрица коэффициентов корреляции элементов по пробам из подрудного сечения зоны Тропной. При составлении матрицы порядок расположения элементов подбирался таким образом, чтобы соблюдалась тенденция убывания r сверху вниз. Полученный при таком подборе ряд элементов оказался близким к ряду зональности, внутри которого достаточно четко выделяются три группы элементов разных стадий минерализации, что объясняется, по-видимому, отбором проб из подрудного интервала. При отборе проб из надрудного интервала столь четкого разделения элементов по стадиям минерализации может и не наблюдаться, что должно приводить к получению довольно близких значений r между всеми элементами. Следует, однако, еще раз подчеркнуть, что пользоваться аппаратом корреляционного анализа для разделения элементов по стадиям минерализации надо осторожно, так как установленная таким образом многостадийность процесса еще не свидетельствует о наличии на месторождении пульсационной зональности, отлича-

ющейся от зональности отложения. Тем не менее вероятность проявления пульсационной зональности при многостадийном процессе возрастает, что следует учитывать при оценке уровня сечения рудных тел по соотношению элементов, относящихся к разным стадиям минерализации.

Все более резкая дифференциация элементов по стадиям минерализации с глубиной приводит к тому, что корреляционная связь между элементами разных стадий будет изменяться от положительной на самых верхних горизонтах до отрицательной на глубоких. Именно этим объясняется, по-видимому, связь между коэффициентами корреляции элементов и уровнем сечения рудных тел, установленная на ряде месторождений [39].

Для некоторых элементов оловорудных месторождений Комсомольского района также наблюдается тенденция уменьшения r с глубиной ($\text{Sn} - \text{Sb}$; $\text{Sn} - \text{Bi}$; $\text{As} - \text{Cu}$ и др.). Отсутствие же во многих случаях четкой зависимости r от z объясняется, по-видимому, как неблагоприятным соотношением между длиной бороздовой пробы и расстоянием между прожилками различного состава, так и непредставительностью выборки для получения значимых различий между коэффициентами корреляции. На наш взгляд, использовать зависимости $r = f(z)$ для оценки уровня сечения рудных тел, учитывая указанные выше факторы, вряд ли целесообразно.

*Оценка уровня сечения рудных тел
по показателю зональности*

В качестве эталонного разреза для установления зональности и уравнений регрессии $z = f(v_n)$ нами был выбран разведочный профиль XIII, расположенный в средней части зоны Ягодной (рис. 24). Центр рудного тела на этом разведочном профиле приурочен к отметке +850 м, и с учетом соседних разведочных профилей размеры рудного тела по вертикали равны 500 м. Продуктивности зоны по десяти элементам на пяти горизонтах приведены в табл. 6.

Таблица 6

Продуктивность зоны Ягодной по XIII разведочному профилю

Вскры- вающая выра- ботка	Отметка вскрытия		Продуктивность, м·%									
	усл., м	отн., $\frac{z-z_0}{L}$	Sn	W	Co	Cu	Zn	Pb	Bi	As	Ag	Sb
К. 218	1000	0,3	0,07	0,016	0,002	1,4	0,2	0,34	0,04	0,63	0,025	0,01
Скв. 16	925	0,15	3,3	5,3	0,01	31,5	0,5	0,26	2,9	27,4	0,10	0,44
Шт. 2	850	0	7,1	0,85	0,33	69,0	6,5	8,8	0,76	29,1	0,062	0,50
Шт. 1	700	-0,3	1,8	0,33	0,01	4,1	1,3	2,5	0,055	0,25	0,009	0,01
Скв. 50	550	-0,6	1,8	4,97	0,21	27,7	2,1	1,5	0,12	16,4	0,02	0,30

По возрастающим значениям градиентов продуктивностей $gr = M_v/M_n$ определяются частные ряды зональности элементов на различных интервалах рудной зоны и как средний из них наиболее вероятный ряд зональности для данного разведочного профиля (табл. 7). Как следует из табл. 7, частные ряды зональности получаются неустойчивыми, что объясняется влиянием многочисленных случайных факторов, которое можно значительно уменьшить путем вычисления средних значений. При этом возможно использование двух приемов: вычисление gr или ΣN_i .

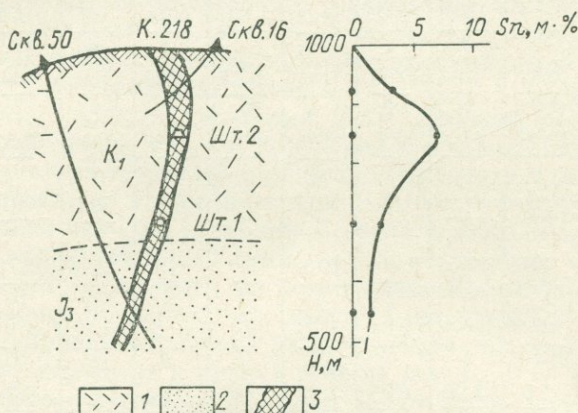


Рис. 24. Геологический разрез и график линейной продуктивности рудной зоны по XIII разведочному профилю зоны Ягодной.

1 — эффузивно-осадочные породы; 2 — песчано-сланцевая толща; 3 — рудная зона.

Как тот, так и другой приемы приводят к достаточно близкому результату.

Соответствующие расчеты по ряду других оловорудных зон района позволили получить средний ряд зональности, достаточно близкий к обобщенному: Sn, W, Co, Cu, Zn, Pb, Bi, As, Ag, Sb. Наибольшее отличие от обобщенного ряда наблюдается по висмуту и кобальту, что объясняется, возможно, формой нахождения этих элементов: кобальт связан главным образом с арсенопиритом кварц-касситеритовой стадии минерализации, а висмут — с сульфидами кварц-сульфидной стадии.

Получив ряд зональности, можно переходить к определению зависимости показателей зональности от уровня сечения: $v_n = f(z)$.

Из многих возможных показателей зональности v_n нами выбраны всего 13: Sb/Sn , Sb/Co , Ag/Co , Bi/W , Bi/Sn , $(Sb \cdot Ag)/(W \times Sn)$, $(Sb \cdot Bi)/(W \cdot Sn)$, $(Sb \cdot Bi)/(Cu \cdot Co)$, $(Ag \cdot Bi)/(Co \cdot W)$, $(Pb \times Bi)/(Co \cdot W)$, $(Sb \cdot Ag \cdot Bi)/(Co \cdot W \cdot Sn)$, $(As \cdot Ag \cdot Bi)/(Co \cdot W \cdot Sn)$,

Градиенты продуктивности gr по XIII разведочному профилю зоны Ягодной и ряды зональности N_i по возрастающим значениям gr *

Интервал	Sn	W	Co	Cu	Zn	Pb	Bi	As	Ag	Sb
К. 218— скв. 16	0.021*	0.003	0.2	0.05	0.4	1.3	0.013	0.023	0.25	0.023
	$\frac{3}{1}$	$\frac{1}{7}$	$\frac{0.05}{6}$	$\frac{0.4}{9}$	$\frac{1.3}{10}$	$\frac{0.013}{2}$	$\frac{0.023}{4}$	$\frac{0.25}{8}$	$\frac{0.023}{5}$	
К. 218— шт. 2	0.01	0.019	0.006	0.02	0.031	0.04	0.05	0.022	0.4	0.02
	$\frac{2}{3}$	$\frac{1}{4}$	$\frac{0.02}{7}$	$\frac{0.031}{8}$	$\frac{0.04}{9}$	$\frac{0.05}{6}$	$\frac{0.022}{10}$	$\frac{0.4}{5}$	$\frac{0.02}{5}$	
Скв. 16— шт. 2	0.47	6.0	0.03	0.45	0.078	0.029	3.8	0.95	1.6	0.6
	$\frac{9}{10}$	$\frac{2}{2}$	$\frac{0.03}{4}$	$\frac{0.45}{3}$	$\frac{0.078}{1}$	$\frac{0.029}{9}$	$\frac{3.8}{7}$	$\frac{0.95}{8}$	$\frac{1.6}{6}$	
К. 218— шт. 1	0.039	0.05	0.2	0.35	0.15	0.14	0.7	2.5	2.8	1.0
	$\frac{1}{2}$	$\frac{5}{5}$	$\frac{0.2}{6}$	$\frac{0.35}{4}$	$\frac{0.15}{3}$	$\frac{0.14}{7}$	$\frac{0.7}{9}$	$\frac{2.5}{10}$	$\frac{2.8}{8}$	$\frac{1.0}{5}$
Скв. 16— шт. 1	1.8	16.0	1.0	8.0	0.4	0.1	53.0	108.0	11.0	49.0
	$\frac{4}{7}$	$\frac{1}{5}$	$\frac{8.0}{5}$	$\frac{0.4}{2}$	$\frac{0.1}{1}$	$\frac{53.0}{9}$	$\frac{108.0}{10}$	$\frac{11.0}{6}$	$\frac{49.0}{8}$	
Шт. 2— шт. 1	3.9	2.5	33.0	17.0	5.0	3.4	14.0	120.0	6.9	50.0
	$\frac{3}{1}$	$\frac{8}{7}$	$\frac{17.0}{4}$	$\frac{5.0}{2}$	$\frac{3.4}{6}$	$\frac{14.0}{10}$	$\frac{120.0}{5}$	$\frac{6.9}{9}$	$\frac{50.0}{5}$	
К. 218— скв. 50	0.039	0.005	0.04	0.05	0.1	0.22	0.33	0.04	1.25	0.03
	$\frac{4}{1}$	$\frac{2}{6}$	$\frac{0.1}{7}$	$\frac{0.22}{8}$	$\frac{0.33}{9}$	$\frac{0.04}{5}$	$\frac{1.25}{10}$	$\frac{0.03}{3}$		
Скв. 16— 50	1.8	1.06	0.05	1.02	0.24	0.17	24.0	1.7	5.0	1.5
	$\frac{8}{1}$	$\frac{0.05}{4}$	$\frac{1.02}{3}$	$\frac{0.24}{2}$	$\frac{0.17}{10}$	$\frac{24.0}{7}$	$\frac{1.7}{9}$	$\frac{5.0}{6}$		
Шт. 1— скв. 50	1.0	0.06	0.05	0.16	0.62	1.7	0.5	0.016	0.45	0.03
	$\frac{9}{4}$	$\frac{0.05}{3}$	$\frac{0.16}{5}$	$\frac{0.62}{8}$	$\frac{1.7}{10}$	$\frac{0.5}{7}$	$\frac{0.016}{1}$	$\frac{0.45}{6}$	$\frac{0.03}{2}$	
Шт. 2— скв. 50	3.9	0.17	1.5	2.5	3.0	5.9	6.3	1.8	3.1	1.7
	$\frac{8}{1}$	$\frac{1.5}{2}$	$\frac{2.5}{5}$	$\frac{3.0}{6}$	$\frac{5.9}{9}$	$\frac{6.3}{10}$	$\frac{1.8}{4}$	$\frac{3.1}{7}$	$\frac{1.7}{3}$	
gr	0.31	0.18	0.16	0.46	0.33	0.35	1.4	1.8	1.7	2.1
	$\frac{3}{2}$	$\frac{0.16}{1}$	$\frac{0.46}{6}$	$\frac{0.33}{4}$	$\frac{0.35}{5}$	$\frac{1.4}{7}$	$\frac{1.8}{9}$	$\frac{1.7}{8}$	$\frac{2.1}{10}$	
ΣN_i	47	35	34	52	53	54	78	63	79	55
	$\frac{3}{2}$	$\frac{34}{1}$	$\frac{52}{4}$	$\frac{53}{5}$	$\frac{54}{6}$	$\frac{78}{9}$	$\frac{63}{8}$	$\frac{79}{10}$	$\frac{55}{7}$	

* В числителе — градиент продуктивности на данном интервале, в знаменателе — порядковый номер элемента в ряду зональности по возрастающим значениям градиента на указанном интервале зоны.

$(Sb \cdot Ag \cdot Bi \cdot Pb) / (Cu \cdot Co \cdot W \cdot Sn)$. В основу выбора положено, во-первых, разделение элементов на две группы, характерные для верхних (Sb, Ag, As, Bi, Pb) и нижних (Sn, W, Co, Cu) горизонтов рудной зоны, и, во-вторых, величина коэффициента корреляции $r_{z, lg v} > 0,5$.

Цинк из рассмотрения был исключен, мышьяк, свинец и медь использовались ограниченно, т. е. наиболее устойчивыми оказались показатели зональности, включающие в себя элементы, занимающие крайние положения в ряду зональности (Sn, W, Co и Ag, Sb, Bi). Следует отметить, что для показателей зональности первого порядка v_1 значения $r_z, \lg v$ колеблются в пределах 0,5—0,79, второго порядка 0,74—0,96, третьего и четвертого порядков 0,8—0,98, что свидетельствует о большей устойчивости показателей высоких порядков. Контрастность зональности $\eta = \Delta \lg v / \Delta z$ также увеличивается с увеличением порядка показателя зональности (рис. 25), что свидетельствует о явном преимуществе показателей зональности более высоких порядков для оценки уровня сечения рудных тел.

В пределах рудного интервала зоны Ягодной сохраняется линейная зависимость $\lg v_n$ от z , которая в первом приближении может быть экстраполирована в область надрудного и подрудного первичного ореола до уровней сечения $\pm L$. Экстраполяция в более далекие области вряд ли возможна в связи с исчезающе малыми значениями продуктивностей зоны на таком удалении от центра рудного тела. К сожалению, отсутствие экспериментальных данных не позволяет проверить этот вывод, базирующийся на представлении о нормальном законе распределения содержаний (продуктивностей) элементов в рудной зоне по оси z .

Приведенные на рис. 25 графики могут быть использованы как эталонные при оценке уровня сечения оловорудных зон Комсомольского района, если считать, что в пределах рудного района геохимическая характеристика зон, в том числе их вертикальная зональность, достаточно устойчива. На рис. 26 приведены результаты оценки уровней сечения рудных зон Северной, Тропной, Соболиной и Ягодной по отдельным разведочным профилям в метрике профиля XIII зоны Ягодной. По горизонтальной оси на рис. 26 отложены условные отметки H сечений зон, по вертикальной — средние арифметические значения z/L , снятые с графиков рис. 25 для соответствующих v_n . По отклонению значений \bar{z}/L от прямой можно судить об ошибке в оценке уровня эрозионного среза по отдельно взятому сечению, которая оказалась равной ~ 40 м. Ошибка в оценке уровня z по одному параметру соответственно для v_1, v_2 и v_3 оказалась равной 170, 120 и 50 м. Отсюда следует, что отличить надрудный интервал от подрудного по одному показателю зональности второго порядка v_2 и тем более первого v_1 практически невозможно. Для определения уровня сечения с одинаковой надежностью в Комсомольском рудном районе необходимо использовать соответственно 18 параметров зональности первого порядка v_1 , либо 9 второго v_2 , либо 2 третьего v_3 .

Различный наклон прямых $\bar{z} = f(H)$ свидетельствует о больших или меньших относительных размерах рудных тел по сравнению с эталонным (профиль XIII зоны Ягодной). Крутой наклон

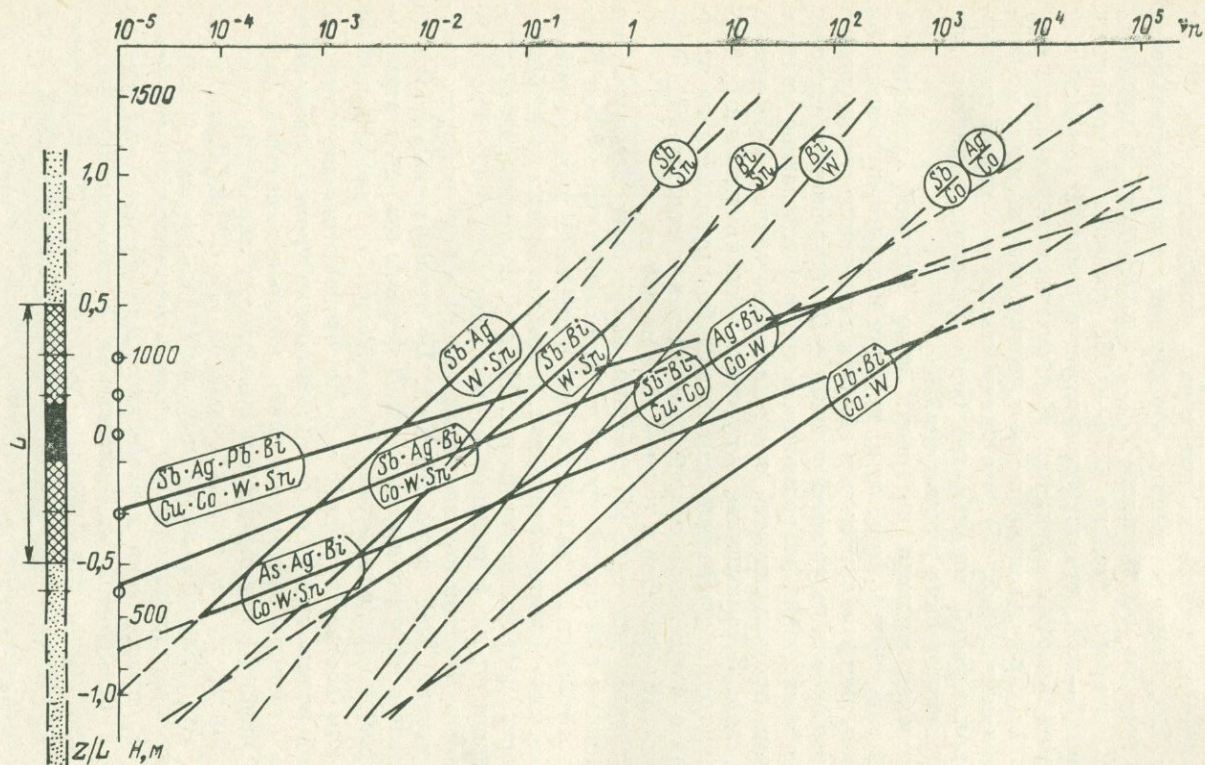


Рис. 25. Линии регрессии $v_n = f(z)$ по XIII разведочному профилю зоны Ягодной, используемые как эталонные при определении уровня сечения рудных зон Комсомольского района.

графика по профилю IV зоны Тропной свидетельствует о сравнительно малой протяженности рудного интервала на глубину (от +550 до +850 м). Следует, однако, отметить, что для опре-

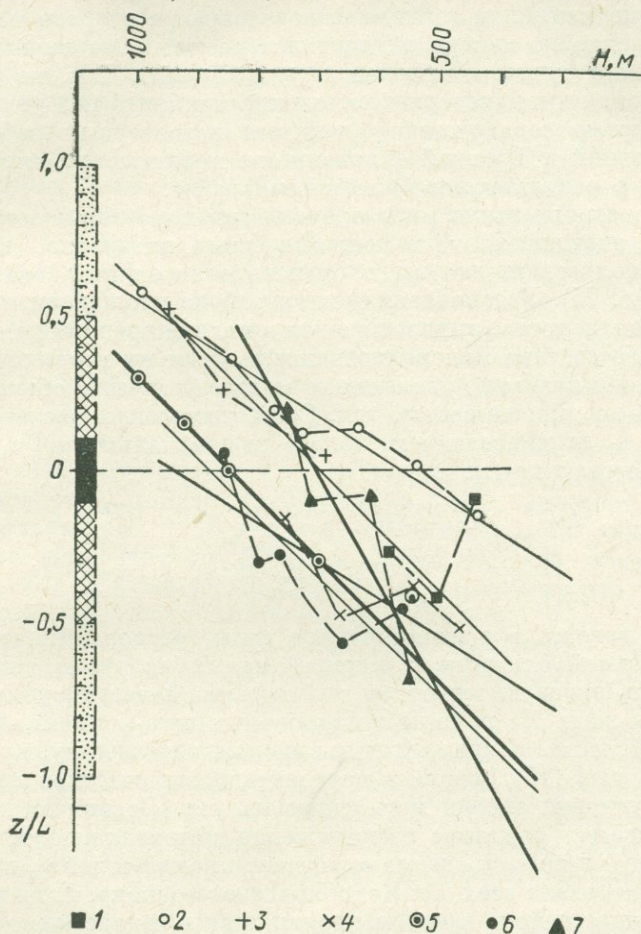


Рис. 26. Оценка уровней сечения z/L рудных зон Комсомольского района в метрике профиля XIII зоны Ягодной.

Уровни сечения рудных зон: 1 — Соболиной; 2 — Северной, профиль XVIII; 3 — Тропной, профиль II; 4 — Северной, профиль III; 5, 6 — Ягодной, профиль XIII (5) и XX (6); 7 — Тропной, профиль IV.

деления относительных размеров рудной зоны по вертикали необходимо иметь не менее трех-четырех сечений зоны на разных уровнях, так как при двух сечениях, тем более расположенных на небольшом расстоянии по оси z , ошибка в оценке наклона графика может быть весьма значительной. В качестве иллюстрации можно привести данные по зоне Соболиной: все три сечения

этой зоны в метрике профиля XIII зоны Ягодной попадают в нижнюю часть рудного интервала, однако самое глубокое сечение (+450 м) соответствует самому высокому уровню, что, вероятно, обусловлено влиянием геохимического барьера второго порядка.

По положению центра рудного интервала на различных профилях можно судить о склонении рудной зоны. Так, по рис. 26 зона Северная имеет северное склонение примерно под углом 15° , что полностью согласуется с данными разведочных работ. По зонам Ягодной и Тропной склонение не наблюдается, что также совпадает с результатами разведочных работ.

Рассмотренные выше зоны практически характеризуются одинаковыми значениями v_n в центре рудного интервала, что позволяет использовать для всего рудного поля единый эталонный разрез (рис. 25). Установленная же в районе площадная горизонтальная зональность, выражающаяся в количественном изменении элементного состава минерализованных зон и их вторичных ореолов рассеяния по мере удаления от малых интрузий, объясняется различной эродированностью зон. Соответствующие расчеты, проведенные с использованием показателя зональности v_4 , дали следующие результаты:

Группа зон	Расстояние до интрузии, км	v_4	z/L
I	0—1	0,007	+0,04
II	1—3	0,35	+0,24
III	3	11,6	+0,42

Иначе говоря, в среднем рудные зоны, расположенные в непосредственной близости к выходам малых интрузий, выведены на уровень эрозийного среза в центральной части рудного интервала, а зоны III группы эродированы лишь в самой верхней, надрудной, части. К аналогичным выводам, по существу, приходит и В. Б. Кушев [15], оценивая перспективность участков в зависимости от степени эрозии магматических тел. Возможно, однако, что имеющегося в нашем распоряжении материала недостаточно для окончательного суждения о равенстве показателей v_n в центре рудного интервала всех зон Комсомольского района. Если зональность рудного района в целом проявляется в закономерном изменении значений v_n в центре рудного интервала различных зон, то для оценки уровня сечения можно пользоваться едиными графиками $z = f(v_n)$ при условии введения соответствующих поправок. В качестве иллюстрации этого положения на рис. 27 приведены совмещенные графики показателя зональности v_3 для различных по условиям формирования свинцово-цинковых месторождений Средней Азии и Швеции (месторождение Гарпенберг). Рудные тела месторождений Курусай, Кансай, Акташ и Алтынтопкан залегают в скарпированных известняках ($D_3 - C_1$), месторождение Канмансур — в кислых эффузивах (C_3), месторождение Гарпенберг — в метаморфизованной толще филлитов (архей). Как это следует из рис. 27, наклон графиков v_3 сохра-

няется практически одинаковым для всех месторождений, тогда как крайние значения $(v_3)_{z/L=0}$ отличаются почти в 1000 раз, что по оси z соответствует смещению условного нуля на $0,75L$.

По мнению С. В. Григоряна [58], намечается возможность создания табулированных величин v_n для оценки уровня сечения рудных тел конкретных рудных формаций не только в пределах известных месторождений, но и на новых площадях, где эталонные месторождения еще не установлены. Основная трудность будет заключаться, по-видимому, в подборе наиболее информативных и стабильных для различных рудных формаций групп надрудных и подрудных элементов-индикаторов. Насколько успешно удастся решить эту задачу, пока трудно сказать, учитывая статистический характер обобщенного ряда зональности и возможные существенные отклонения реальных рядов от среднестатистических даже для месторождений одной формации, не говоря уже о разнотипных формационных. Так, оказавшийся удачным для ряда полиметаллических месторождений параметр $v_3 = (Ag \cdot Pb \cdot Zn)/(Cu \cdot Bi \cdot Co)$ (рис. 27) совершенно непригоден для оловорудных месторождений Комсомольского района, для которых висмут является типоморфным элементом надрудных ореолов, а цинк — скорее подрудных. Непригодным оказался и показатель зональности $v_3 = (Ag \cdot Pb \cdot Zn)/(Cu \cdot Sn^2)$, предложенный Т. А. Морозовой и Л. Н. Бельчанской [26] в качестве универсального для месторождений касситерит-сульфидной формации, что объясняется, по-видимому, неустойчивым положением цинка в ряду зональности месторождений Комсомольского района.

Следует отметить, что не исключена возможность отсутствия на некоторых месторождениях монотонно изменяющихся с глубиной показателей зональности v_n на всем интервале минерализации, включая далекие участки над- и подрудных первичных ореолов. Так, при изучении первичных ореолов эпигенетических медно-никелевых месторождений Кольского полуострова было установлено, что для них характерна своеобразная «чехловя» (центриклинальная) зональность: во всех направлениях от центра рудного тела наблюдается один и тот же ряд зональности (Ag, Co, Ni, Cu, Zn, Pb, Bi).

Обращает на себя внимание положение Ag и Bi, резко отличное от обобщенного ряда: серебро идет в ассоциации с кобальтом и никелем, занимая самое нижнее положение в ряду, висмут — в ассоциации со свинцом и цинком, занимая самое верхнее место в ряду. Чехловой характер зональности не разрешает однозначно отличать по графикам $v_n = f(z)$ надрудные сечения от подрудных. Решение этой задачи возможно лишь при наличии двух сечений, что позволяет использовать второй параметр — градиент v_n , изменяющийся с глубиной (рис. 28). Возможно, что при разбуривании подрудных первичных ореолов до полного их выклинивания проявление обратной зональности в подрудных интервалах может оказаться не столь уж редким, как это представляется

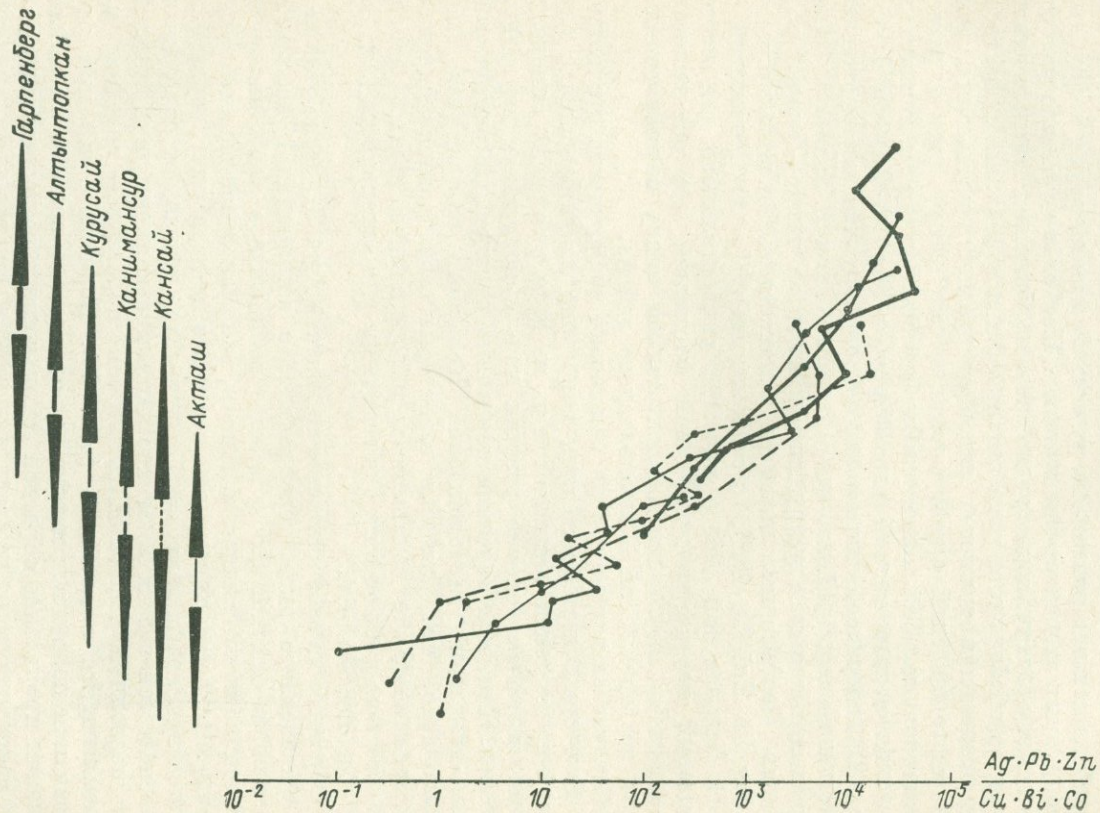


Рис. 27. Совмещенные графики показателя зональности v_3 свинцово-цинковых месторождений различных типов, по С. В. Григоряну [58].

в настоящее время. Во всяком случае, следует осторожно относиться к интерполяции зависимости $v_n = f(z)$ на значительное расстояние от реально изученного на эталонных разрезах интервала минерализации.

Естественно, что определение уровня сечения рудной зоны еще недостаточно для оценки прогнозных запасов на глубине: по показателям зональности бедные и богатые, крупные и мелкие рудные зоны могут практически не отличаться друг от друга.

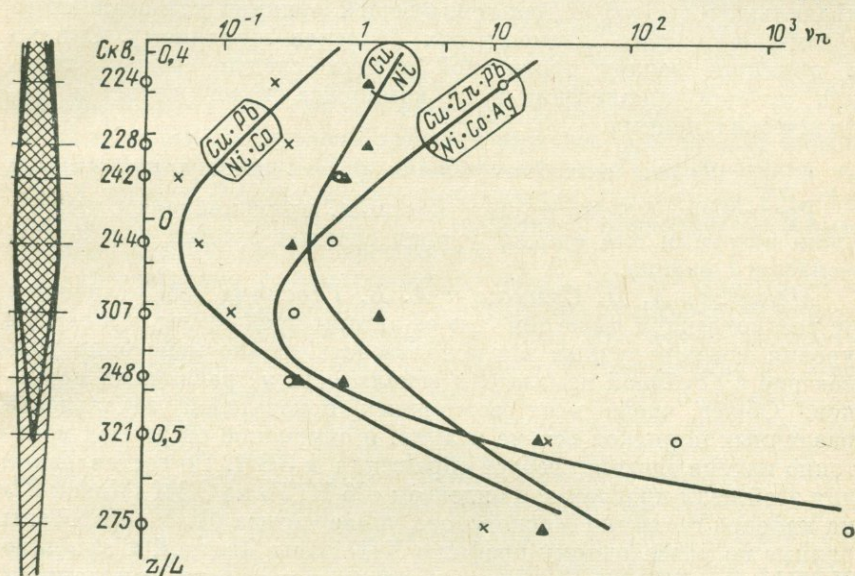


Рис. 28. Графики показателей зональности v_n по падению рудного тела медно-никелевого месторождения Восток (Кольский полуостров).

Определенным критерием здесь может служить продуктивность зоны на уровне сечения как по основному элементу, так и по совокупности элементов-индикаторов ПМ_i. Если оруденение достаточно выдержано по падению и простираению зоны и изменение продуктивностей сечений по оси z может быть аппроксимировано какой-либо функцией вида $M_z = M_0 \psi(z)$, то эта задача может быть решена. Для рудных зон Комсомольского района в самом первом приближении в качестве аппроксимирующей можно принять функцию нормального распределения

$$M_z = M_0 e^{-\lambda \left(\frac{z-z_0}{L}\right)^2}, \quad (61)$$

где λ — параметр, значение которого должно определяться на хорошо разведанных эталонных объектах. Так, для эталонных разрезов зон Ягодной (профиля XIII) и Северной (профиля XVIII) значения λ соответственно равны 10,6 и 15,6. Как и следовало ожидать, колебание расчетных значений M_0 по соседним с эталон-

ными разрезами зон Ягодной и Северной далеко выходят за пределы одного порядка, особенно при оценке M_0 по наиболее удаленным сечениям, что свидетельствует о малой надежности рассматриваемого способа прогнозной оценки на глубину по одному сечению. Естественно, что более надежные данные могут быть получены при использовании нескольких сечений на одном или разных уровнях или площадной продуктивности зоны на одном уровне среза. Надежность оценки также во многом зависит от правильного выбора аппроксимирующей функции для эталонного объекта и подобия экзаменуемых объектов эталонному. Однако в принципе задачу прогнозной оценки следует решать лишь при условии привлечения всего комплекса геологических и геофизических данных.

Другие методики оценки уровня сечения рудных тел

Рассмотрим кратко другие методики, применявшиеся различными авторами для оценки уровня сечения рудных зон Комсомольского района.

Методика А. П. Соловова и А. В. Гаранина [58] отличается от рассмотренной выше тем, что ее авторы предлагают для оценки уровня сечения рудных зон использовать только монотонно убывающие с глубиной показатели зональности v_n различных порядков. Общее число всех возможных показателей зональности различных порядков весьма велико, и отыскание среди них монотонно изменяющихся требует обращения к ЭВМ. По составленной для этой цели программе с индексом «06-МГУ» на ЭВМ «Минск-22» на кафедре геохимии Московского университета были обработаны данные по разведочному профилю XIII зоны Ягодной и профилю XVIII зоны Северной. Исследовались показатели зональности первого — третьего порядков, общее возможное число которых для 10 химических элементов составило соответственно 45, 990 и 11 220. При достаточно большом числе монотонных показателей второго порядка можно не отыскивать монотонные показатели третьего порядка. Вероятность появления случайных монотонных v_n убывает с увеличением числа уровней m согласно зависимости $p = 2^{2-m}$. Следовательно, реальный геохимический смысл могут иметь только показатели v_n при числе опробованных уровней на эталонном разведочном профиле $m > 3$.

При обработке данных по профилю XIII зоны Ягодной (табл. 6) не было установлено ни одного монотонно изменяющегося показателя зональности первого порядка v_1 и выявлено всего 26 показателей зональности второго порядка v_2 . Среди выявленных 26 показателей многие могут быть и случайными, коль скоро при пяти уровнях вероятность встречи случайного показателя равна $2^{2-5} = 1/8$, т. е. из общего количества 990 показателей v_2 может быть получено 126 случайных монотонно изменяющихся. Случайные монотонные показатели отбраковываются путем подсчета частоты появления каждого элемента в числителе и знаменателе

показателя. В результате подсчета оказалось, что медь, цинк и сурьма встречаются с равной частотой в числителе и знаменателе v_2 , т. е. занимают неустойчивое положение и поэтому должны быть исключены из рассмотрения. Таким образом, из 26 показателей v_2 осталось лишь 4: $(Bi \cdot Bi)/(Sn \cdot W)$, $(Bi \cdot Ag)/(Sn \cdot W)$, $(Bi \cdot Ag)/(W \cdot Co)$, $(Ag \cdot As)/(W \cdot Co)$, что явно недостаточно для надежной оценки уровня сечения рудных зон по эталонным графикам v_2 профиля XIII зоны Ягодной (рис. 29). Действительно, по профилю III зоны Северной более глубокие горизонты по этим показателям оцениваются как более верхние и наоборот, что объясняется сильным влиянием случайных ошибок в оценке продуктивности сечений по висмуту. Естественно, что переход к показателям зональности третьего порядка v_3 повышает надежность интерпретации. Так, использование 13 показателей v_3 , образованных «устойчивыми» химическими элементами (Bi, Ag, Sb в числителе и Sn, W, Co в знаменателе), позволяет оценивать уровень сечения зон с погрешностью ± 50 м.

К недостаткам рассматриваемого метода следует отнести большое влияние случайных ошибок в оценке продуктивностей отдельных сечений эталонного разреза по тому или иному элементу. Так, на профиле XVIII зоны Северной при опробовании на горизонте скв. 124 продуктивность сечения по олову оказалась, по видимому, заниженной в 3—5 раз. Это привело к тому, что при обработке данных по этому профилю не было обнаружено ни одного показателя зональности первого, второго и третьего порядков, включающего олово. При исключении же скв. 124 число показателей третьего порядка возросло с 73 до 590, причем из них 490 включало олово, в 100% случаев располагавшееся в знаменателе.

Далее, к числу недостатков методики следует отнести практически оставшийся нерешенным вопрос экстраполяции выявленных закономерностей за пределы опробованного интервала. Если применять для этой цели регрессионный анализ, то этот метод будет в конечном итоге мало чем отличаться от рассмотренного ранее, причем некоторым ухудшением за счет возможного исключения достаточно устойчивых, но не монотонно изменяющихся показателей (как это имело место, например, для профиля XVIII зоны Северной до изъятия из рассмотрения скв. 124). Если же экстраполяцию в над- и подрудные интервалы проводить так, как это показано на рис. 29, то могут быть допущены весьма значительные ошибки за счет того, что экстраполяция проводится с учетом лишь двух соседних горизонтов опробования. Вопрос экстраполяции может быть исключен лишь при условии, если эталонный разрез (или разрезы) перекрывает все возможные интервалы опробования экзаменуемых разрезов, на что практически трудно рассчитывать.

Несмотря на отмеченные недостатки, рассматриваемая методика имеет и несомненные преимущества, так как позволяет

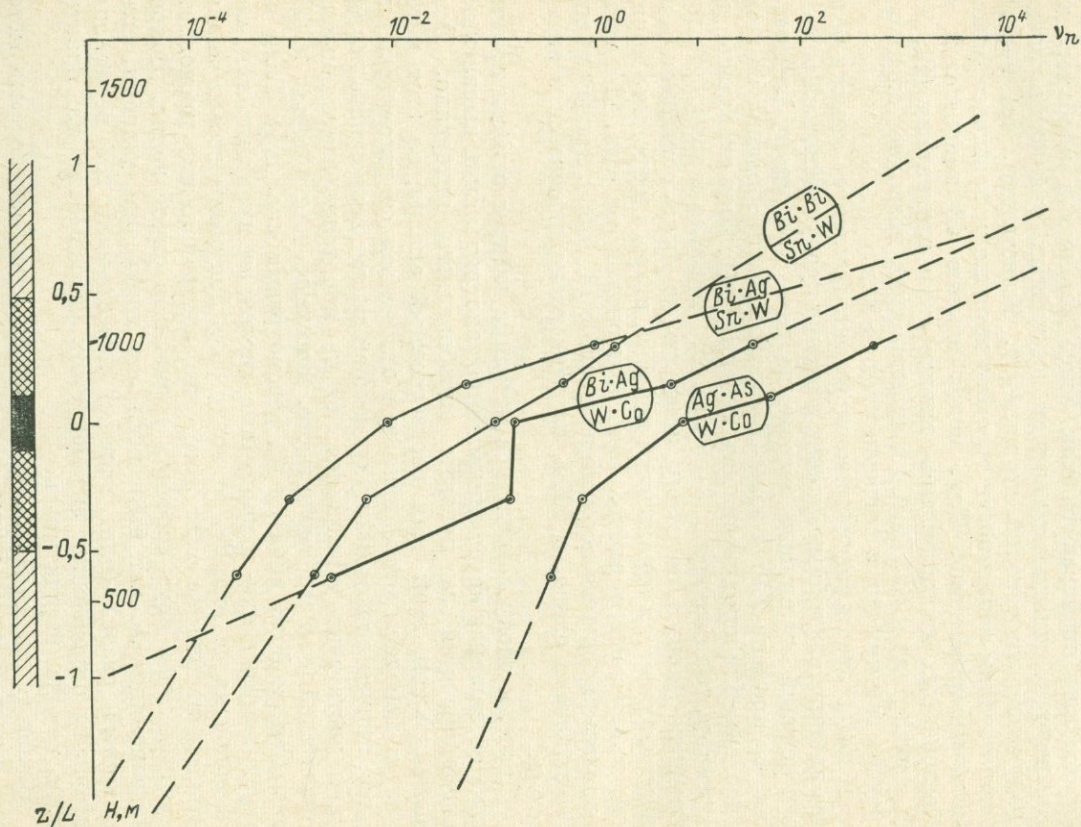


Рис. 29. Графики монотонно изменяющихся показателей зональности второго порядка v_2 по разведочному профилю XIII зоны Ягодной.

использовать ЭВМ, благодаря чему могут быть проанализированы практически все возможные показатели зональности до третьего порядка включительно и по вполне объективным критериям выбраны из них наиболее устойчивые для данного типа месторождения.

Методика Н. Н. Никулина и Ю. И. Бакулина [62] основана на использовании количественной взаимосвязи между средними содержаниями бора и олова в рудных телах. По мнению Н. Н. Никулина и других, широко распространенная в оловорудных провинциях тесная ассоциация олова с бором обусловлена, по-видимому, тем, что в процессе формирования оловорудных объектов при протекании различного типа реакций в гидротермальных растворах в зоне их разгрузки образуются промежуточные бор-оловянные соединения, которые при распаде дают устойчивые минеральные формы в виде турмалина и касситерита. Изучение характера распределения олова и бора в рудной зоне, а также изменения отношений средних содержаний бора к олову с глубиной было проведено на южном фланге одной из рудных зон. Полученные закономерности были затем использованы при оценке северного фланга и более глубоких горизонтов этой зоны. В результате математической обработки геохимических данных были подобраны соответствующие функции (полиномы второй степени), удовлетворительно аппроксимирующие эмпирические данные изменения средних содержаний бора и показателя $v_1 = B/Sn$ с глубиной (рис. 30), причем верхней кромке рудного тела соответствует значение $v_1 = 5$, нижней — $v_1 = 8$. Методика оценки уровня сечения рудной зоны относительно верхней или нижней кромки рудного тела заключается в следующем. По значениям средних содержаний бора ($> 0,3$ или $< 0,2\%$) разделяются над- и подрудные сечения. Далее по нижней или верхней ветви гра-

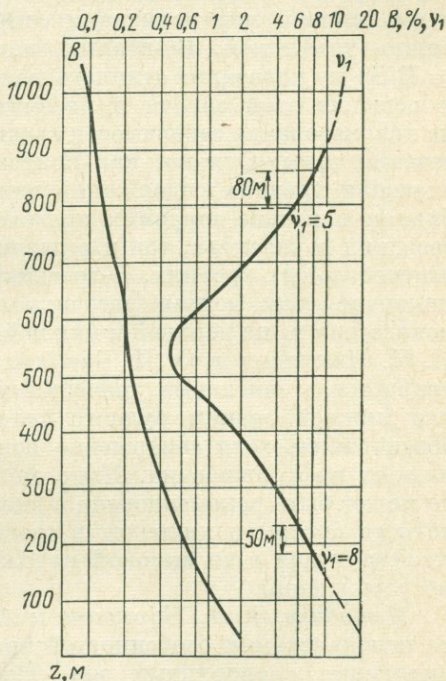


Рис. 30. Графики средних содержаний бора и показателя зональности $v_1 = B/Sn$ по вертикальному разрезу одной из оловорудных зон Комсомольского района [62].

ного фланга и более глубоких горизонтов этой зоны. В результате математической обработки геохимических данных были подобраны соответствующие функции (полиномы второй степени), удовлетворительно аппроксимирующие эмпирические данные изменения средних содержаний бора и показателя $v_1 = B/Sn$ с глубиной (рис. 30), причем верхней кромке рудного тела соответствует значение $v_1 = 5$, нижней — $v_1 = 8$. Методика оценки уровня сечения рудной зоны относительно верхней или нижней кромки рудного тела заключается в следующем. По значениям средних содержаний бора ($> 0,3$ или $< 0,2\%$) разделяются над- и подрудные сечения. Далее по нижней или верхней ветви гра-

фика $v_1 = f(z)$ определяется расстояние до нижней или верхней кромки рудного интервала зоны как расстояние до точек с v_1 , равным 5 или 8.

По рассматриваемой методике можно высказать целый ряд замечаний. Во-первых, учитывая, что бор и олово относятся к разным этапам минерализации, трудно рассчитывать на устойчивость выявленной закономерности. Об этом свидетельствует, в частности, тот факт, что далеко не все широкоразвитые в районе зоны кварц-турмалиновой минерализации сопровождаются последующей оловянно-сульфидной. Во-вторых, немонотонность показателя $v_1 = V/Sn$ не позволяет отличать надрудные сечения от подрудных, и решение этой задачи в рассматриваемой методике опирается на использование зависимости средних содержаний бора от уровня сечения зоны. Однако, как показывает опыт работ, абсолютные значения средних содержаний элементов в рудных зонах колеблются в весьма широких пределах как внутри одной зоны на соседних горизонтах, так и в различных зонах на одних и тех же относительных уровнях. В-третьих, для элементов разных этапов минерализации нельзя рассчитывать на устойчивость значений показателя v_1 на верхней и нижней границах рудных тел. В статье Н. Н. Никулина и Ю. И. Бакулина [62] вопрос этот не рассматривается и числовые значения $v_1 = 5$ для верхней и $v_1 = 8$ для нижней границ рудного тела приводятся без какого-либо обоснования, хотя совершенно ясно, что во всяком случае одна из этих цифр ошибочна. Итак, методика Никулина — Бакулина не может быть рекомендована к внедрению как малообоснованная, хотя ее авторы и приводят в своей статье данные, якобы свидетельствующие о ее высокой надежности при детальной разведке месторождений.

Методика В. Л. Барсукова и А. Г. Волосова [1, 57] основана на использовании особенностей поведения фтора в процессе формирования оловорудных зон. На основании изучения состава газожидких включений, экспериментальных и теоретических исследований авторы методики пришли к выводу, что олово в гидротермальных растворах переносится в форме фторгидроксильного комплекса $Sn(OH, F)_6^{2-}$, устойчивого при температуре до $300^\circ C$, давлении 500 кгс/см^2 и $pH > 7$. При уменьшении pH происходит гидролиз этого комплекса и выпадение из раствора олова в виде касситерита, а высвобождающийся фтор фиксируется в виде изоморфных примесей в сериците и хлорите в околожильно-измененных породах и в минералах жильного выполнения. Уровень содержания фтора в слюдах околожильных пород зависит от концентрации в растворе свободных ионов фтора, которая в свою очередь прямым образом связана с количеством выпавшего из раствора олова.

Изучение первичных ореолов фтора на ряде месторождений Комсомольского района показало, что (рис. 31) в подрудных частях рудных зон или в безрудных зонах уровень содержания

фтора в околожильных породах практически одинаков с уровнем содержания фтора в жильном выполнении или ниже его. По мере продвижения вверх уровень содержания фтора в околожильных породах все в большей степени начинает превосходить таковой в жильном выполнении. Разница в уровне содержания фтора в околожильных породах и жильном выполнении, зафиксированная на верхней границе рудного тела, примерно сохраняется и выше его по крайней мере на протяжении 250—300 м. Исходя из изложенных выше представлений о процессе формирования оловорудных месторождений, авторы методики считают, что должна существовать тесная корреляционная связь между распределением фтора в поперечном разрезе рудной зоны и величиной нижежащих линейных запасов олова $Q_{\text{лин}}$ *. По статистическим данным получены уравнения регрессии вида

$$Q_{\text{лин}} = 10 + 500 (F_{\text{ор}} - F_{\text{р}})$$

и $Q_{\text{лин}} = 70 - 60 (F_{\text{р}}/F_{\text{ор}})$. (62)

Полученные зависимости справедливы при мощности жильного выполнения $h_{\text{р}} > 4$ м. При $h_{\text{р}}$ от 0,5 до 4 м прогнозные линейные запасы олова должны быть уменьшены в R раз ($R = 0,09 + 0,24h_{\text{р}}$). При $h_{\text{р}} < 0,5$ м метод оказывается непригодным. Таким образом, исходными данными для прогнозных расчетов являются следующие величины: средние содержания фтора в ореоле $F_{\text{ор}}$ и жильном выполнении $F_{\text{р}}$, мощность жильного выполнения $h_{\text{р}}$.

Результаты проверки методики по 26 разведочным профилям [57] показали, что богатые зоны (5 из 26) были оценены правильно. Однако многие зоны (7 из 26), оцененные как богатые, оказались при разведке «пустыми». Все зоны, оцененные при прогнозе как пустые (14 из 26), действительно при разведке оказались бедными. Иначе говоря, богатые зоны не пропускаются,

* Линейные запасы олова $Q_{\text{лин}}$ — столбик запасов олова (в тоннах) по вертикальному профилю, секущему рудное тело на всю его мощность и на 1 м простирания.

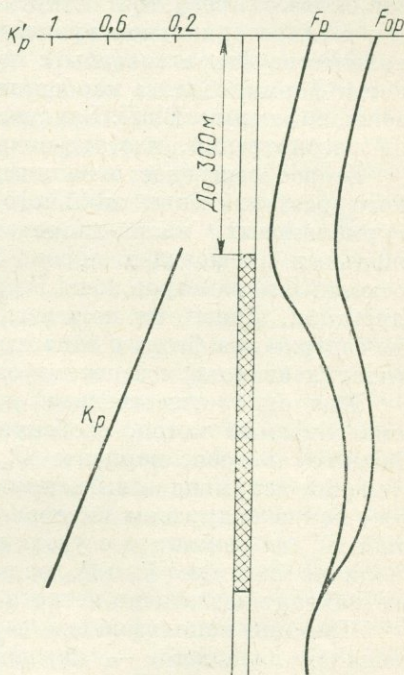


Рис. 31. Схема изменения уровня содержания фтора в околожильных породах $F_{\text{ор}}$ и жильном выполнении $F_{\text{р}}$, а также величины коэффициента распределения фтора $K_p = F_{\text{р}}/F_{\text{ор}}$ по вертикальному профилю, секущему рудное тело [1].

однако бедные часто ошибочно оцениваются как богатые, что свидетельствует о наличии первичных ореолов фтора не только вокруг зон с оловорудной минерализацией. Действительно, даже если согласиться с предположением, что все олово переносится в гидротермальных растворах в форме фторгидроксильного комплекса (хотя, по мнению других исследователей, не менее вероятно существование устойчивых в гидротермальных растворах комплексов олова с бором), то никак нельзя утверждать, что весь фтор связан в гидротермальном процессе только с оловом. Существенные количества фтора связаны с пострудной стадией минерализации, когда формировались карбонатные прожилки с флюоритом. Такие зоны, по мнению В. Л. Барсукова и других, должны исключаться из рассмотрения, что, по-видимому, довольно затруднительно.

Второе серьезное ограничение метода — необходимость четкого разграничения жильного выполнения (кварцевых, кварц-турмалиновых, кварц-хлоритовых и других пород) и около-жильных вмещающих пород, без чего невозможно определение основных параметров зоны $F_{ор}$, F_p , h_p , используемых при интерпретации. Далее, на наш взгляд, следовало бы коррелировать не содержания фтора с запасами олова, а линейные запасы фтора (продуктивности) с запасами олова.

Еще одно существенное ограничение: судя по рис. 31, рассматриваемый метод, особенно во втором, более надежном, по мнению авторов, варианте $Q_{лин} = f(K'_p)$, применим лишь при условии вскрытия зоны сечением в пределах рудного интервала, так как в надрудном интервале наблюдается возрастание значения K'_p , не связанное с увеличением $Q_{лин}$. Следует отметить, что наличие минимума F_p и $F_{ор}$ на верхней границе рудного интервала не находит достаточно четкого объяснения.

Принцип использования первичных ореолов элементов, являющихся лигандами — переносчиками рудных компонентов, — весьма интересен. По-видимому, его можно было бы распространить и на другие типы месторождений, для которых можно предполагать перенос металлов в форме устойчивых комплексных соединений с галоидами. Однако судя по результатам практической проверки, предложенная конкретная методика оценки линейных запасов металла в рудной зоне требует дальнейшей разработки. На наш взгляд, прежде чем оценивать суммарные линейные запасы олова по фтору, следовало бы установить положение фтора в общем ряду зональности и использовать его наряду с другими элементами для оценки уровня сечения рудной зоны. Оценку же запасов рудных тел следует проводить с учетом продуктивности опробуемого сечения по всем элементам индикаторам рудного процесса, а не только по средним содержаниям элементов-носителей. С этой точки зрения фтор, иод (возможно, бром, хлор) представляют больший интерес, нежели другие элементы, в связи с тем, что они характерны для надрудных, наиболее интересных при поисках глубокозалегающих месторождений, горизонтов.

По мнению В. Л. Барсукова и др. [57], в силу неодинаковой устойчивости галоидных комплексов различных металлов можно по соотношению концентраций галоидов в ореоле судить о качественном составе рудного тела: ореолы иода и брома, вероятно, будут более характерными для свинцового оруденения, ореолы фтора — для медно-цинкового и оловянного. На наш взгляд, однако, ориентироваться при поисках на отрывающиеся первичные ореолы галоидов, не сопровождающиеся ореолами рудных элементов, вряд ли целесообразно, учитывая отсутствие однозначной металлогенической специализации ореолов галоидов, сопровождающих как рудные, так и безрудные зоны гидротермально измененных пород. В этом отношении, по-видимому, первичные ореолы галоидов по своей информативности не будут отличаться от весьма широко распространенных зон гидротермально измененных пород (зон окварцевания, карбонатизации, пиритизации, хлоритизации, серицитизации, турмалинизации и т. д.). Кроме того, при опробовании коренных пород вблизи дневной поверхности следует учитывать и такой осложняющий фактор, как весьма высокая подвижность галоидов в экзогенных условиях, что приводит зачастую либо к резкому обеднению ими зоны гипергенеза, либо к появлению аномальных концентраций на испарительных, сорбционных и биогенных (особенно для иода) барьерах.

Метод мономинеральных фракций. Содержание элементов-примесей в рудных минералах очень чувствительно реагирует на физико-химические условия рудообразования, что должно приводить к появлению более или менее четко выраженной зависимости показателей зональности v_n от уровня среза рудного тела. Применительно к оловорудным месторождениям Дальнего Востока вопросами оценки уровня эрозионного среза по показателям зональности в мономинеральных фракциях занимались различные исследователи, причем были получены несколько противоречивые результаты. По данным Н. Н. Никулина (1971 г.), содержание индия в касситеритах Хингайского месторождения закономерно понижается от верхних горизонтов рудных тел к нижним, а ниобия и тантала возрастает. Значения In/Nb на каждых 100 м изменяются в 2 раза, что позволяет, по мнению Н. Н. Никулина, успешно оценивать уровень сечения рудных зон.

Для оловорудных зон Комсомольского района распределение элементов-примесей в касситерите, арсенопирите и галените, по данным Е. А. Радкевич и др. [15], оказалось не столь закономерным, чтобы его можно было использовать для установления уровня сечения рудных зон. Содержание большинства элементов-примесей в касситерите, в том числе и ниобия, падает с глубиной. Как отмечают авторы [15, с. 143], «...вполне очевидно, что полученные результаты по распределению элементов-примесей в касситерите из отдельных рудных зон Комсомольского района нуждаются в проверке на более широком материале и делать на основании их какие-то обобщающие выводы пока преждевременно».

Столь же неуверенные результаты получены при изучении элементов-примесей в арсенопирите и галените: в арсенопирите содержание висмута падает, а сурьмы растет с глубиной, в галените, наоборот, содержание висмута растет, а сурьмы падает, тогда как, судя по валовым пробам, содержание обоих элементов с глубиной падает. Возможно, что столь труднообъяснимые результаты получаются в связи с тем, что висмут и сурьма присутствуют не в виде изоморфных примесей в арсенопирите и галените, а в форме собственных микроминеральных включений, причем эти включения формируются не за счет распада твердых растворов (изоморфных соединений), а непосредственно из растворов одновременно с основными рудными минералами. Если это предположение справедливо, то становятся понятными трудности использования элементов-примесей в мономинеральных фракциях для оценки уровня эрозионного среза и условий формирования рудных тел.

При изучении зональности гидротермальных месторождений в последнее время стали использовать такие признаки минералов, как их морфология, термолюминесценция, термоэлектродвижущая сила (т. э. д. с.). Так, по данным Е. А. Радкевич [15] и Н. З. Ивановой [16], сверху вниз по разрезу рудных зон игольчатый тип кристаллов касситерита заменяется изометрическим, призматический габитус — смешанным или пирамидальным; увеличивается количество простых форм кристаллов. По морфологическим признакам касситерита устанавливаются не только верхняя, центральная и корневая части минерализованных зон, но и в ряде случаев оконтуривается граница рудных тел, имеющих обычно весьма прихотливую конфигурацию.

Термолюминесценция и т. э. д. с. минералов определяются, по-видимому, их кристаллохимическими особенностями — нарушениями кристаллической решетки в связи с входжением в нее различных элементов-примесей в различных количествах. По данным Е. А. Радкевич и др. [15], галениты минерализованных зон Комсомольского района характеризуются довольно устойчивыми значениями т. э. д. с., которые закономерно изменяются с глубиной от —20 мв на I горизонте до —(13—16) мв на III—IV в зонах Главной и Ягодной. В этом отношении галениты Комсомольского района сходны с галенитами других месторождений.

Существенным недостатком всех описанных выше способов оценки зональности рудных тел по мономинеральным фракциям является отсутствие комплексного подхода к решению задачи: основное внимание уделяется какому-либо одному элементу или свойству (температуре, т. э. д. с.) либо показателю зональности первого порядка. Оценка зональности в этом случае, если учесть к тому же ограниченный объем выборки в связи с трудоемкостью операций по выделению мономинеральных фракций, получается ненадежной. Повысить надежность можно путем перехода к использованию одновременно нескольких параметров или показателей зональности более высоких порядков.

ВТОРИЧНЫЕ ОРЕОЛЫ РАССЕЙНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

4.1. КЛАССИФИКАЦИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЙНИЯ

Вторичным литохимическим ореолом рассеяния называется локальная зона аномальных содержаний химических элементов, характерных для данного месторождения, в перекрывающих его рыхлых образованиях, формирующаяся в результате гипергенного разрушения месторождения.

Ореолы рассеяния могут быть приурочены к самым различным генетическим типам осадочных образований, в том числе и морским, однако при поисках на суше главную роль играют континентальные образования, схематическая классификация которых приведена в табл. 8. Естественно, что приведенная классификация не отражает всего многообразия встречающихся в природе генетических типов континентальных образований и в ней выделены лишь обобщенные «чистые» генетические типы. Фактически в природе часто встречаются отложения смешанного происхождения, занимающие промежуточное положение не только между соседними генетическими типами, но и между весьма отдаленными образованиями.

Т а б л и ц а 8

Классификация генетических типов
континентальных осадочных образований [99]

Класс	Парагенетический ряд	Генетический тип
Автохтонный	Элювиальный	Почвы Элювий
	Склоновый	Делювий Коллювий
Аллохтонный	Водный	Проллювий Аллювий
	Ледниковый	Морена Флювиогляциальный
	Эоловый	Пески Лёссы

Первая классификация вторичных ореолов рассеяния была дана Н. И. Сафроновым (1936 г.), который и ввел в науку понятие об ореолах месторождений. Все ореолы классифицировались им, во-первых, по фазовому состоянию рассеянного элемента на механические, солевые и газовые и, во-вторых, на сингенетические и эпигенетические (наложенные) по отношению к вмещающим рыхлым образованиям. Предложенная Н. И. Сафроновым классификация в той или иной мере сохраняется во всех последующих схемах классификации различных авторов.

В дополнение к указанным двум признакам А. П. Соловов [36] предложил классифицировать ореолы по признаку доступности для обнаружения на открытые и закрытые (погребенные), ввел понятие сложного ореола рассеяния, формирование которого обусловлено наряду с механическим также и солевым рассеянием, т. е. в форме растворимых соединений с последующим закреплением их в твердой фазе. А. П. Солововым вводится понятие «остаточные (элювиально-делювиальные) ореолы» взамен термина «сингенетические ореолы». Наложённые ореолы, приуроченные к аллохтонным отложениям, подразделяются на диффузионные и аккумулятивные, а последние в свою очередь на надрудные и оторванные. Закрытые ореолы подразделяются на выщелоченные и разубоженные с поверхности и погребенные.

Ныне общепринятая классификация геохимических ореолов (лито-, гидро-, атмо- и биохимические) была предложена В. И. Красниковым [48]. Среди вторичных литохимических ореолов и потоков рассеяния им выделяются по фазе рассеяния рудного вещества механические, солевые и смешанные; по положению относительно дневной поверхности — открытые и погребенные; по форме — площадные и линейные.

В монографии Х. Е. Хокса и Д. С. Узбба [98] вторичные литохимические ореолы рассеяния делятся на сингенетические, к которым отнесены лишь обломочные, приуроченные к различного типа автохтонным образованиям, и эпигенетические — гидроморфные и биогенные, приуроченные к любым покровным образованиям (автохтонным и аллохтонным). По форме аномалий литохимические ореолы подразделяются на надрудные, смещенные и шлейфы.

Анализируя рассмотренные выше схемы классификации вторичных литохимических ореолов рассеяния, Ю. В. Шарков [100] отмечает, что в них недостаточно подчеркнута полигенность строения ореолов, т. е. наличие в пределах единого аномального контура нескольких генетически различных составных частей. Исходя из этого, Ю. В. Шарков предлагает ввести понятие «элементарный ореол рассеяния» и приводит схему классификации элементарных ореолов. В основу классификации положено деление ореолов на два класса: остаточные ореолы (ореолы выветривания) и смещенные ореолы (ореолы рассеяния), каждый из которых в свою очередь подразделяется на ореолы механического

и солевого рассеяния (выветривания). Дальнейшее подразделение ореолов идет по линии приуроченности их к различным генетическим типам континентальных образований. На наш взгляд, классификацию Ю. В. Шаркова нельзя признать удачной хотя бы потому, что не следует противопоставлять остаточные ореолы смещенным и ореолы выветривания ореолам рассеяния. Не следовало также объединять в одной классификации ореолы и потоки рассеяния, коль скоро в настоящее время общепринятым является их разделение, что зафиксировано в соответствующих руководствах и инструкциях. Отсутствие в классификации Ю. В. Шаркова ряда признаков, имеющих существенное значение при выборе методики поисков ореолов рассеяния различных типов, также снижает практическую ценность предлагаемой классификации.

На наш взгляд, схема классификации вторичных литохимических ореолов рассеяния должна строиться с учетом следующих признаков: характера вмещающей среды, взаимоотношения ореола со средой; характера процесса рассеяния; относительной продуктивности ореола; его морфологии; положения относительно рудного тела; степени доступности для обнаружения.

При этом для характеристики ореола рассеяния должны использоваться признаки, определяющие его тип на уровне опробования. Иначе говоря, речь должна идти, как правило, об элементарном ореоле рассеяния, так как на ином уровне тип ореола может быть иным. Схема классификации ореолов рассеяния с учетом перечисленных выше признаков приведена на рис. 32. Сплошными стрелками показаны наиболее часто встречающиеся в природе соотношения между различными признаками вторичных ореолов, штриховыми — сравнительно редко встречающиеся.

Так, в автохтонных отложениях развиты, как правило, сингенетические ореолы рассеяния, образующиеся на месте ранее существовавших участков рудного тела или его первичного ореола. В аллохтонных отложениях формируются эпигенетические ореолы за счет химического выветривания выходящих под рыхлые отложения рудных тел или их первичных ореолов. В качестве примеров более редко встречающихся ореолов можно привести эпигенетические ореолы в древней коалиновой коре выветривания или сингенетические ореолы рассеяния в приплотиковом горизонте аллювиальных или моренных отложений, перекрывающих выход рудного тела.

В первом случае в процессе формирования коалиновой коры выветривания из нее могли быть нацело вынесены все элементы, характерные для ранее существовавшего на данном участке вторичного ореола рассеяния. В дальнейшем, однако, при резкой смене климата на аридный в коалиновой коре выветривания может сформироваться эпигенетический ореол за счет диффузии и капиллярного подъема растворимых соединений из сохранившегося в структурной коре выветривания сингенетического вторичного

ореола рассеяния. Такого типа ореолы наблюдались, например, на Майкаинском золоторудном месторождении.

Во втором случае в процессе формирования речной долины, вскрывающей рудные тела, содержащие тяжелые шлиховые минералы, в приплотиковом аллювии происходит накопление последних и образуются вытянутые вниз по долине (шлейфообразные)

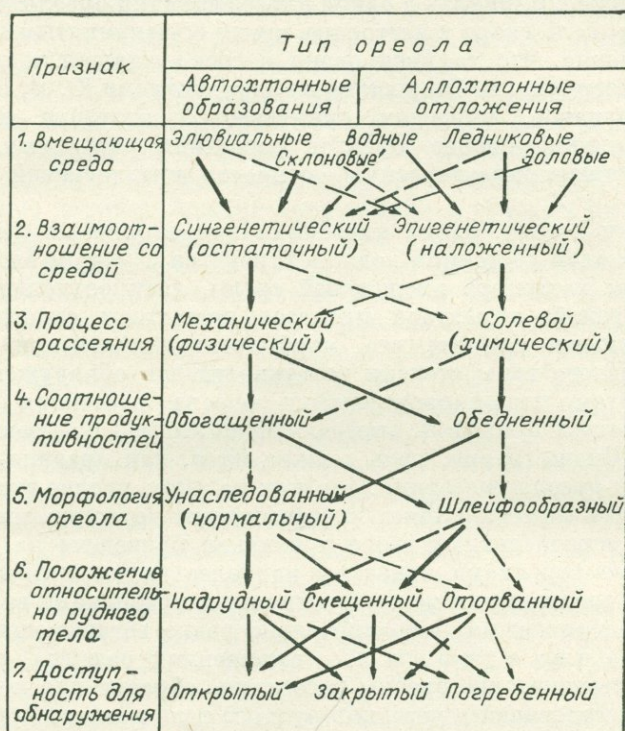


Рис. 32. Схема классификации вторичных литохимических ореолов рассеяния.

ореолы рассеяния, верхней частью непосредственно примыкающие к эродируемому рудному телу. Аналогичная картина может наблюдаться и в моренных отложениях. Следует заметить, что ореолы данного типа являются как бы переходными к потокам рассеяния, отличаясь от последних приуроченностью к приплотиковым горизонтам рыхлого покрова и наличием непосредственного контакта ореола и рудного тела. Такого типа россыпи именуется автохтонными приплотиковыми в отличие от аллохтонных, формирующихся в аллювии на более или менее значительном расстоянии от коренных источников.

Сингенетические ореолы формируются, как правило, путем механического рассеяния обломков рудного

тела, и лишь в районах с интенсивно развитыми процессами химического выветривания главную роль могут играть процессы рассеяния вещества в жидкой фазе. Следует также отметить, что чем мельче опробуемая фракция рыхлых отложений, тем более существенно проявляется роль солевого рассеяния. Эпигенетические солевые ореолы рассеяния наиболее широко развиты, как правило, в аллохтонных отложениях. В качестве примеров можно привести солевые ореолы рассеяния медно-никелевых месторождений в моренных отложениях, сорбционно-солевые ореолы рассеяния медно-молибденовых месторождений в золотых лёссах, солевые ореолы рассеяния свинца и цинка в аллювиальных отложениях, перекрывающих эродируемые полиметаллические рудные тела, и др. Что касается эпигенетических механических ореолов рассеяния, то они, по-видимому, в природе встречаются сравнительно редко. По мнению А. П. Соловова [92], основной причиной формирования такого типа ореолов в аллохтонных отложениях является деятельность землеройных животных и беспозвоночных, распространяющаяся на глубину до 8—10 м от поверхности.

В процессе формирования ореолов в связи с различной миграционной способностью элементов происходит относительное обогащение или обеднение ореолов по сравнению с продуктивностью исходных рудных тел. При этом для механических ореолов характерны как обогащенные, так и обедненные типы в различной ландшафтной обстановке, тогда как среди солевых ореолов чаще встречаются обедненные и лишь в специфической обстановке в районах с аридным климатом — обогащенные.

По морфологии вторичные ореолы рассеяния разделены на два типа: унаследованные и шлейфообразные. Унаследованные ореолы в плане повторяют форму выходов эродируемых рудных тел на поверхность коренных пород, что обусловлено одинаковым рассеянием рудного вещества в рыхлых отложениях во всех направлениях. Такого типа ореолы наиболее характерны для механических сингенетических ореолов в элювиальных образованиях и для солевых эпигенетических ореолов в аллохтонных отложениях при главенствующей роли процесса диффузионного рассеяния рудного вещества. Шлейфообразные ореолы рассеяния характеризуются отчетливо выраженной вытянутостью по направлению склонового стока продуктов выветривания рудных тел. Они наиболее характерны для сингенетических механических ореолов в коллювиальных и пролювиальных отложениях и для солевых эпигенетических ореолов в аллохтонных отложениях при главенствующей роли процесса фильтрации. Приплотиковые сингенетические механические ореолы рассеяния в аллювиальных и моренных отложениях также относятся к типу шлейфообразных. Шлейфообразные ореолы чаще относятся к типу обогащенных, унаследованные — к типу обедненных.

По положению относительно коренного выхода рудного тела ореолы можно разделить на надрудные, смещенные и оторванные. К надрудным чаще всего относятся унаследованные элювиальные механические и солевые ореолы. Унаследованные механические сингенетические ореолы рассеяния, приуроченные к делювиальным отложениям, относятся к типу смещенных, а при интенсивно проявленных процессах солифлюкции могут быть и оторванными. Смещенные унаследованные механические ореолы в элювиальных образованиях могут формироваться при пологом падении рудных тел. Шлейфообразные ореолы, естественно, относятся главным образом к типу смещенных. Надрудные шлейфообразные ореолы могут формироваться над линейно-вытянутыми рудными телами при условии совпадения их простирания с направлением склонового стока или фильтрации подземных вод. Оторванные шлейфообразные ореолы рассеяния приурочены обычно к коллювиальным и пролювиальным отложениям и формируются за счет рудных тел, расположенных в приводораздельных участках склонов. Отличие оторванного ореола от смещенного заключается в отсутствии непосредственной связи его с рудным телом в разрезе рыхлых отложений. С этих позиций можно выделить особый тип надрудного оторванного ореола (обогащенного наложенного ореола), образование которого связано с процессами солевого накопления элементов в районах аридной зоны за счет испарительной концентрации элементов вблизи дневной поверхности или за счет биогенной аккумуляции в районах гумидной зоны.

По признаку доступности для обнаружения вторичные ореолы подразделяются на открытые, т. е. выходящие на современную дневную поверхность, закрытые, т. е. развитые только на некоторой глубине от дневной поверхности, и погребенные современными аллохтонными отложениями. Граница между открытыми, закрытыми и погребенными ореолами в значительной мере условна, так как отнесение ореола к тому или иному типу во многом зависит от применяемых методов анализа. Так, при использовании недостаточно чувствительных и точных методов анализа ореол рассеяния может быть классифицирован как закрытый или погребенный. Переход к высокочувствительным и точным методам анализа, или использование для анализа определенной фракции рыхлых отложений, или выделение определенной формы нахождения элементов в пробах позволяют часто отнести ореол рассеяния к типу открытых. Следует отметить, что открытыми ореолами рассеяния принято считать надежно фиксируемые при глубине отбора проб до 0,5 м, при которой не требуется применения специальных технических средств отбора проб. Своеобразного типа «пятнистые» открытые ореолы рассеяния встречаются в районах многолетней мерзлоты на участках развития так называемых пятен-медальонов, внутри которых на дневную поверхность выводятся рыхлые образования с глубин до 2—3 м.

Некоторые из описанных выше основных типов вторичных ореолов рассеяния схематически изображены на рис. 33.

4.2. ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ В РАЗЛИЧНЫХ ЛАНДШАФТАХ

С позиций геохимии ландшафт представляет собой часть земной поверхности, в которой за счет солнечной энергии осуществляется миграция химических элементов и возникают кора выветривания коренных пород, зона окисления рудных тел, покров континентальных осадочных образований и приуроченные к нему ореолы рассеяния рудных месторождений, почвенный покров (по А. И. Перельману, 1966 г.). Основные факторы, определяющие процессы миграции элементов в ландшафте, могут быть подразделены на три группы: биоклиматические, геоморфологические и геологические, различные сочетания которых и создают многообразие ландшафтов. Визитной карточкой ландшафта является почвенный покров, характер которого, по существу, определяется первыми двумя факторами и отражает в той или иной степени состав, мощность и строение подстилающих рыхлых образований, коры выветривания и коренных пород. Исходя из этого в основу геохимической классификации ландшафтов положены особенности биологического круговорота вещества, запечатленные в почвенном покрове.

4.2.1. Роль почвенного покрова

А. И. Перельман выделяет четыре основные группы геохимических биогенных ландшафтов: лесные, степные, пустынные и тундровые, каждую из которых подразделяет на ряд типов. Строение почвенного профиля варьирует в широких пределах для различных типов геохимических ландшафтов. Однако для всех почв полного профиля характерно наличие трех главных горизонтов: *A*, *B* и *C* (рис. 34). Верхний горизонт *A*, подразделяется на три подгоризонта: A_0 — растительную подстилку, A_1 — гумусовый и A_2 — подзолистый, или подгоризонт вымывания, резко обедненный пылевато-глинистыми частицами и окислами железа. Нижний почвенный горизонт *B* — илювиальный, или горизонт вымывания, — напротив, обогащен полуторными окислами и пылевато-глинистыми частицами, вынесенными из горизонта *A*. Горизонт *C*, или подпочвенный, состоит из выветрелой исходной породы, которой могут быть элювий коренных пород или рыхлые континентальные образования любого генетического типа.

Время формирования почвенного профиля сравнительно невелико, и любые изменения климата вызывают существенную перестройку почвенного профиля практически вне зависимости от состава исходных материнских пород (горизонта *C*). Учитывая

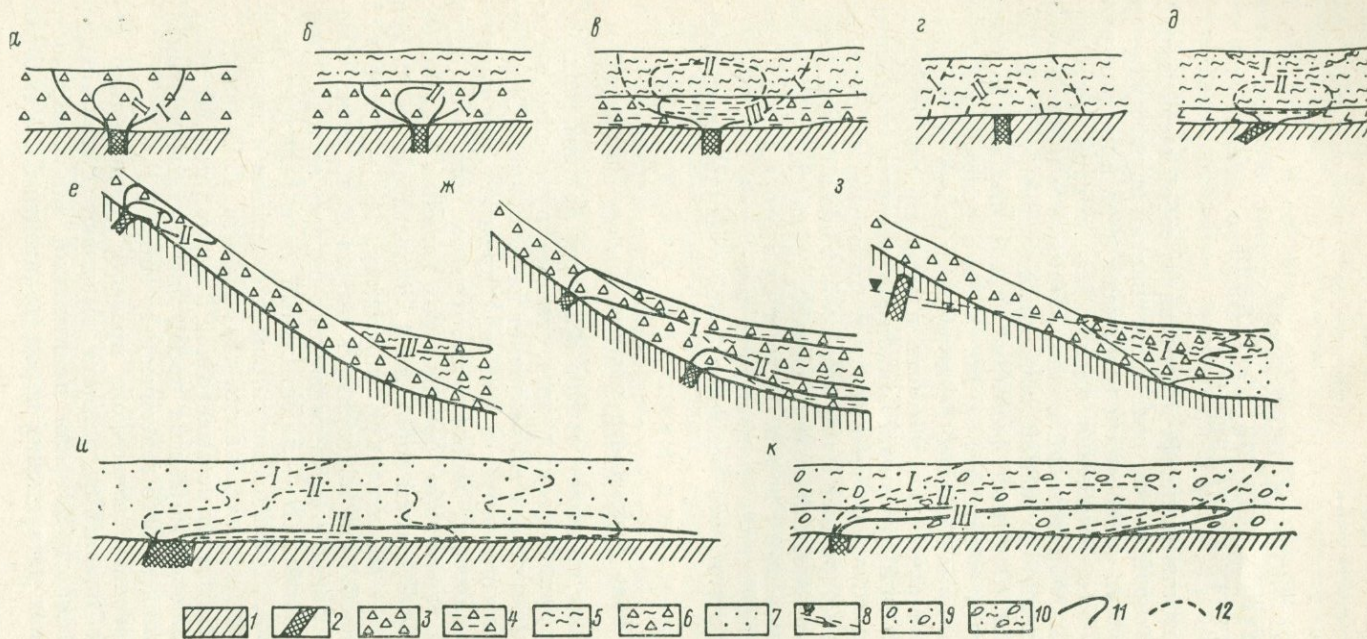


Рис. 33. Основные типы вторичных литохимических ореолов рассеяния.

Ореолы рассеяния: а — остаточный надрудный открытый (I) и закрытый (II); б — то же, но погребенные; в — остаточный надрудный погребенный (III) и солевой открытый (I) и закрытый (II); г — солевой надрудный открытый (I) и закрытый (II) и оторванный открытый (I) и закрытый (II) и шлейфообразный открытый оторванный (III); ж — механический шлейфообразный открытый (I) и погребенный (II); з — солевой шлейфообразный оторванный открытый; и — солевой шлейфообразный открытый (I) и закрытый (II), механический шлейфообразный погребенный (III) в аллювиальных отложениях; к — то же, в моренных отложениях.

1 — коренные породы; 2 — рудное тело; 3 — элювий-делювий; 4 — кора выветривания; 5 — аллохтонные отложения (вожные, эоловые, ледниковые); 6 — коллювий; 7 — аллювий; 8 — уровень грунтовых вод; 9 — основная (донная) морена; 10 — абляционная морена или флювиогляциальные отложения; 11, 12 — ореолы рассеяния механические (11) и солевые (12).

это, по мнению Е. В. Шанцера [99], почвы следует выделять в самостоятельную группу элювиальных образований, резко отличную от подстилающих исходных пород.

Для лесных ландшафтов, которые подразделяются на тропические, широколиственные южные и таежные (хвойные) северные, характерны соответственно латеритные, красно-бурые подзолистые почвы и подзолы. Степным ландшафтам, к которым принадлежат

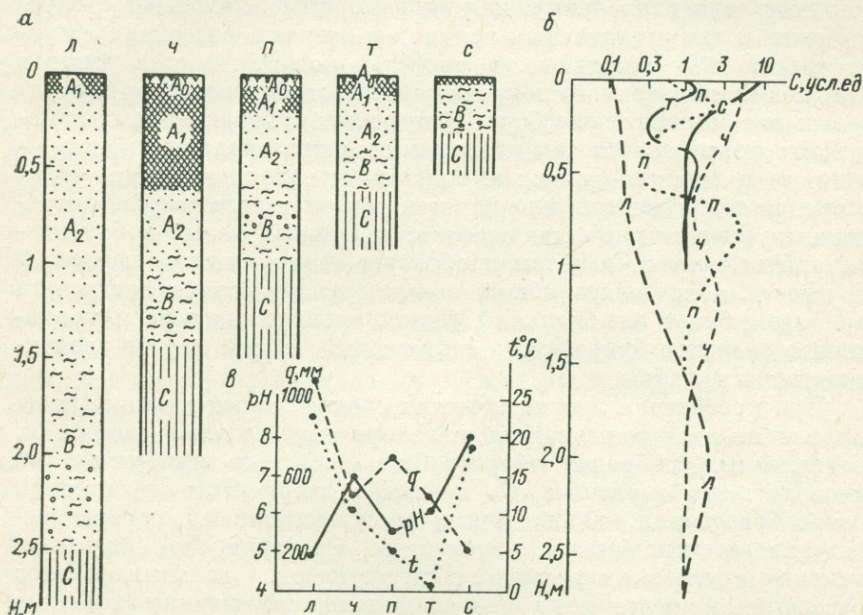


Рис. 34. Идеализированные профили (а) латеритной (л), черноземной (ч) подзолистой (п), тундровой (т) и сероземной (с) почв, поведение элементов в соответствующих почвенных профилях (по отношению к их содержанию в горизонте С) (б), кислотность почв (рН), среднегодовые осадки q и температура t , °С (в).

черноземные, сухие и тропические степи, свойственны соответственно черноземные, каштановые и солонцовые почвы. В пустынных ландшафтах развиваются сероземные почвы и на пониженных участках — солончаки. В тундровых ландшафтах на возвышенных участках формируются почвенные профили, сходные с профилями подзолистых почв.

В обобщенном виде характер почвенного профиля в различных биоклиматических зонах и поведение подвижных в зоне гипергенеза рудных элементов приведены на рис. 34. Указанные типы почвенных профилей характерны для плоских водораздельных пространств или по принятой сейчас классификации [55] для элювиальных или автономных элементарных ландшафтов. Участки, где возможна боковая миграция вещества в жидкой и твердой

фазах, относятся к типу трансэлювиальных ландшафтов. По характеру почвенного покрова этот тип ландшафта близок к элювиальному, однако в связи с повышенной скоростью эрозии мощность почвенного профиля здесь значительно меньше, а на крутых склонах почвы остаются в неразвитом состоянии. На пониженных участках рельефа, где грунтовые воды подходят близко к поверхности и происходит аккумуляция терригенного материала, формируются супераквальные, или гидроморфные, ландшафты, переходящие в аккумулятивных долинах и озерных бассейнах в субаквальные или аквальные, в пределах которых состав рыхлых отложений и почвенного покрова зависит от состава пород и грунтовых вод бассейна водосбора. В пределах супераквальных ландшафтов формируются так называемые интразональные почвы — луговые и торфяно-болотные, солонцы и солончаки и др. Естественная совокупность, или парагенетическая ассоциация, сопряженных элементарных ландшафтов, связанных между собой миграцией элементов, в целом и образует геохимический ландшафт местности. Определять общий облик геохимического ландшафта при этом будет элювиальный (автономный) ландшафт и подчиненное значение будут иметь сопряженные с ним другие элементарные ландшафты.

При проведении литохимических съемок, ориентированных на выявление месторождений по их вторичным ореолам рассеяния, наиболее целесообразно отбор проб независимо от типа ландшафта проводить из горизонта *C*, наименее затронутого процессами почвообразования, приводящими к существенному перераспределению легкоподвижных элементов. Особенно это важно при поисках в условиях развития эпигенетических солевых ореолов рассеяния, в пределах которых аномальные содержания элементов могут быть соизмеримыми с колебаниями содержаний этих элементов в различных горизонтах почвенного профиля. При значительной мощности почвенного профиля, что характерно для латеритных, черноземных и отчасти подзолистых почв, отбор проб из горизонта *C* сопряжен с некоторыми трудностями. Поэтому естественно возникает желание отбор проб проводить из менее глубокозалегающих горизонтов. Такими могут быть либо горизонт *B* (иллювиальный), либо A_1 (гумусовый), в которых происходит, как правило, некоторое накопление рудных элементов по сравнению с горизонтом *C*, что, однако, не является решающим с точки зрения повышения эффективности выявления вторичных солевых ореолов рассеяния.

Так, при поисках медно-никелевых месторождений в условиях Кольского полуострова, где широко развит покров моренных отложений, проводились литохимические съемки с отбором проб из растительной подстилки, в которой происходит накопление никеля и меди как за счет биологического поглощения этих элементов растениями, так и за счет сорбции органико-минеральными комплексами. Однако, как показали дальнейшие исследования,

«коэффициент усиления» солевых ореолов растительной подстилкой оказался весьма непостоянным в связи с резкими колебаниями относительных содержаний органической и минеральной составляющих растительной подстилки и различной биологической и сорбционной емкостью органической составляющей подстилки. Введение соответствующих поправок хотя и несколько повышает надежность выделения солевых ореолов, однако не исключает значительного числа «ложных» аномалий, что в дальнейшем и заставило отказаться от отбора проб из растительной подстилки и перейти к опробованию горизонта *C* моренных отложений, залегающего на глубине 0,7—1 м (по Н. Ф. Майорову [50]).

Аналогичные замечания можно сделать и по опробованию горизонта *B* или избирательному опробованию новообразований типа железистых, марганцевых, карбонатных, гипсовых или сульфатно-хлоридных конкреций, характерных для этого горизонта в различных биоклиматических зонах. Содержания элементов-примесей вне пределов ореолов рассеяния могут достигать в новообразованиях нескольких сотых и даже десятых долей процента. Геохимические аномалии, полученные за счет опробования таких конкреций, могут быть и не связанными с оруденением или давать оторванные солевые ореолы рассеяния, расшифровка которых сопряжена с большими трудностями.

Следует отметить еще одну особенность распределения элементов в почвенном профиле в зависимости от содержания рассеянных элементов в материнских породах почвенного профиля (горизонт *C*) и, по-видимому, типа растительности, за счет которой формируется гумусовый горизонт почв A_1 . Так, для различных типов почв на Южном Урале и в Казахстане в элювиальных ландшафтах наблюдается в общем одна и та же закономерность в распределении рассеянных элементов в зависимости от их содержания в коренных породах и горизонте *C* (рис. 35).

Поведение рассеянных элементов в гумусовом горизонте A_1 весьма сходно с поведением их в растениях: при очень низких содержаниях элементов в материнских коренных породах (ниже кларка литосферы) гумусовый горизонт A_1 характеризуется более высокими, нежели в коренных породах, содержаниями, что объясняется избирательным накоплением этих элементов в растениях до концентраций, необходимых для нормальной жизнедеятельности. На интервале содержаний от кларка примерно до 10 кларков наблюдается прямая пропорциональность между содержанием рассеянных элементов в породах и почвах, причем коэффициент пропорциональности для большинства рассеянных элементов меньше единицы за счет избыточного поглощения растениями типичных биофильных элементов (углерод, фосфор, сера, магний, калий, кальций). При резко повышенных (более 10 кларков) содержаниях рассеянных элементов в коренных породах и горизонте *C* содержание их в горизонте A_1 становится почти постоянным, не зависящим от валового содержания в исходных породах.

Объясняется это тем, что данная концентрация является как бы предельной для нормального развития растений. Сходная картина наблюдается и для горизонта *B*.

Такой характер распределения рассеянных элементов в почвенном профиле приводит к тому, что в элювиальных ландшафтах контрастность и видимые размеры вторичных сингенетических

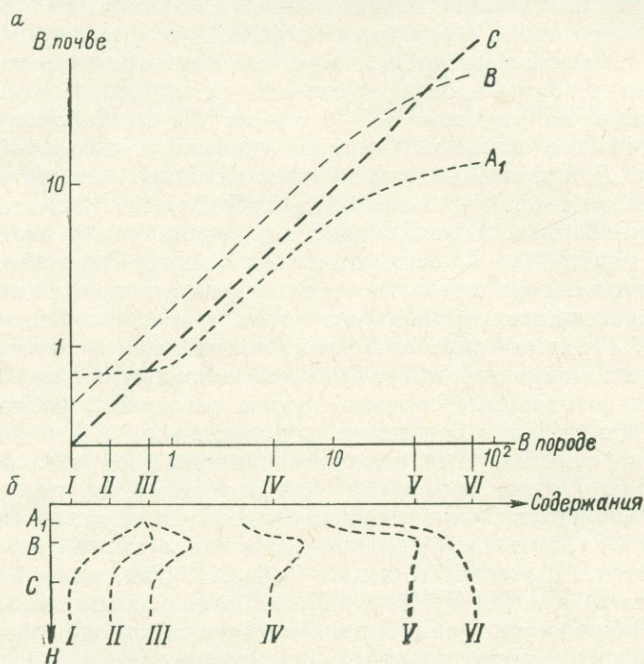


Рис. 35. Зависимость между содержаниями (в геофонах) рассеянных элементов (Cu, Ni, Co, Pb) в коренных породах и горизонтах *A*₁, *B* и *C* почвенного профиля (*a*) и графики распределения элементов в почвенном профиле при различном содержании их в коренных породах (*б*).

ореолов рассеяния при отборе проб из горизонта *A*₁ и *B*, как правило, значительно меньше, нежели по горизонту *C*. На фоновых участках, как правило, будут наблюдаться уменьшение содержаний рассеянных элементов с глубиной (рис. 35, разрезы *I* и *II*) либо наличие максимума в илювиальном горизонте (разрезы *III* и *IV*). На аномальных участках, как правило, будет иметь место увеличение содержаний элементов с глубиной (разрезы *V* и *VI*).

4.2.2. Роль рыхлого покрова

Решающую роль в формировании различных типов вторичных ореолов рассеяния играют генетический тип, мощность и литологический состав рыхлого покрова. С точки зрения районирова-

ния территории по условиям ведения поисковых работ [48] и в связи с широким развитием в последние годы в ряде районов (Казахстан, Украина, Восточное Забайкалье и др.) глубинных литохимических съемок, а также в связи с успешным внедрением в практику методики поисков месторождений по их солевым ореолам рассеяния в аллохтонных отложениях и древней каолиновой коре выветривания (Кольский полуостров, Украина, Южный Урал и др.) представляется целесообразным классифицировать площади на четыре категории.

I категория — мощность рыхлого покрова не более 5 м. При автохтонном типе рыхлого покрова (элювиального и склонового ряда) на площади развиты, как правило, открытые сингенетические ореолы рассеяния, при аллохтонном (водного, ледникового или эолового ряда) — открытые эпигенетические.

II категория — мощность рыхлого покрова от 5 до 20 м, имеющего, как правило, трехъярусное строение: почвенный профиль, аллохтонные отложения (или древняя каолиновая кора выветривания), автохтонные образования (элювиально-делювиальный горизонт или древняя пестроцветная кора выветривания). К аллохтонным отложениям приурочены открытые эпигенетические ореолы рассеяния, к автохтонным — закрытые (погребенные) сингенетические.

III категория — мощность рыхлого покрова от 20 до 100 м. В отличие от районов II категории к аллохтонным отложениям (часто двухъярусного строения) приурочены закрытые (погребенные) солевые эпигенетические ореолы рассеяния, к автохтонным — глубокопогребенные сингенетические.

IV категория — мощность рыхлого покрова более 100 м. На современном этапе развития методики и техники поисковых литохимических съемок по вторичным ореолам рассеяния рудных месторождений такие площади исключаются из рассмотрения, кроме участков, непосредственно примыкающих к действующим горнорудным предприятиям и разбуриваемых по данным геолого-геофизических работ.

В районах I категории более уверенные результаты, естественно, получают при отборе проб из горизонта *C* почвенного профиля, хотя в целом ряде случаев пробы можно отбирать и из почвенных горизонтов *A*₁ или *B* с учетом рассмотренных выше закономерностей распределения рассеянных элементов в различных типах почв. В зависимости от мощности почвенного разреза и выбранного горизонта отбора проб рекомендуется либо поверхностная литохимическая съемка с глубиной отбора проб 0,1—0,4 м, либо шпуровая с глубиной отбора от 0,5 до 1,5 м.

В районах II категории при поисках солевых ореолов проводится шпуровая съемка, однако более уверенные результаты могут быть получены при глубинной съемке с глубиной отбора проб от 5 до 15 м, ориентированной на выявление сингенетических ореолов рассеяния в автохтонных образованиях.

В районах III категории глубинная съемка, ориентированная на выявление солевых ореолов рассеяния, оказывается часто малоэффективной, и для выявления сингенетических ореолов в автохтонных образованиях требуется переход к съемкам с глубиной отбора от 30 до 80 м. Отсюда следует, что при составлении карт районирования территории по условиям литохимических поисков характер почвенного покрова играет существенную роль лишь при мощностях рыхлого покрова, не превышающих 5—10 м, т. е. на тех площадях, где можно рассчитывать на успешное применение поверхностных или шпуровых литохимических съемок. При значительных мощностях рыхлого покрова (> 10 м) основное значение имеют генетический тип и литологический состав рыхлых образований, которыми и определяются характер ореолов рассеяния и положение представительного горизонта.

При составлении крупномасштабных карт районирования территории по условиям геохимических поисков все более детальной должна быть классификация рыхлого покрова по мощности, генетическому типу и литологическому составу. Наличие в разрезе рыхлого покрова галечников, гипсов, вязких глин и других трудноразбуриваемых пород значительно осложняет проведение глубинных съемок, на что обращают внимание А. Н. Еремеев, Л. Л. Прозоров, А. Н. Фокин и другие, работы которых посвящены разработке методики глубинных литохимических поисков рудных месторождений [36, 37].

4.2.3. Роль геоморфологической обстановки

Генетический тип и мощность рыхлого покрова, наличие современной и древней коры выветривания, зоны окисления рудных тел, аллохтонного покрова и почвенного профиля различного типа в значительной степени определяются геоморфологической обстановкой. В основе генетической классификации рельефа лежит его разделение на эрозионно-тектонический и аккумулятивный. Для эрозионно-тектонических форм рельефа характерны автохтонные рыхлые образования элювиального или склонового ряда, для аккумулятивных — аллохтонные отложения водного, ледникового или эолового ряда. При мелкомасштабном районировании территорий [35, 48] классификация рельефа проводится по двум параметрам: абсолютным отметкам водораздельных пространств и глубине расчленения (рис. 36). Указанные на рис. 36 границы между типами и подтипами рельефа проведены с учетом обобщения данных, приводимых различными авторами.

Углы наклона поверхности рельефа и густота речной сети растут в направлении от низменного к высокогорному и от плоского к расчлененному рельефу. В этом же направлении растет скорость эрозии и соответственно уменьшается мощность рыхлого покрова. Несколько условно в глобальном плане граница между аккумулятивным и эрозионно-тектоническим рельефом может

быть проведена вблизи границы между холмистым и равнинным типам рельефа. Условия формирования и сохранности коры выветривания и зоны окисления сульфидных месторождений в значительной мере определяются соотношением скоростей физического и химического выветривания пород и руд. Если учесть, что климатические условия в какой-то мере также зависят от

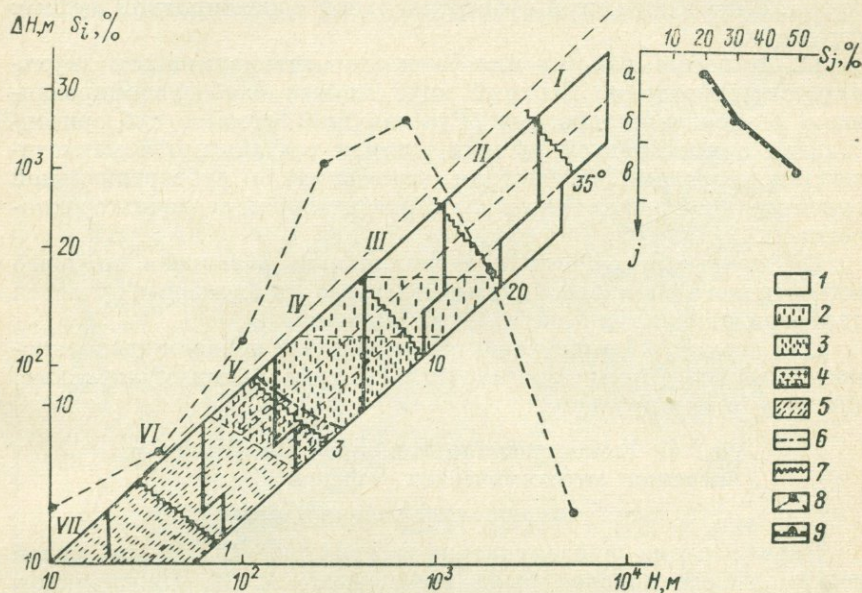


Рис. 36. Классификация рельефа в зависимости от абсолютных отметок H водораздельных пространств и глубины расчленений ΔH .

Эрозионно-тектонические типы рельефа: I — высокогорный; II — среднегорный; III — низкогорный; IV — холмистый. *Аккумулятивные типы рельефа:* V — равнинный; VI — предельно-равнинный; VII — низменный. *Подтипы рельефа:* а — расчлененный; б — слаборасчлененный; е — плоский.

1—5 — условия формирования и сохранности коры выветривания и зоны окисления сульфидных месторождений; неблагоприятные (1) и малоблагоприятные (2) по сохранности, благоприятные (3) по сохранности и условиям формирования, малоблагоприятные (4) и неблагоприятные (5) по условиям формирования; 6 — граница между аккумулятивным и эрозионно-тектоническим рельефом; 7 — средние углы склонов; 8, 9 — относительная распространенность различных типов S_i (8) и подтипов S_j (9) рельефа.

высоты местности (вертикальная климатическая зональность), то в глобальном плане наиболее благоприятные условия для формирования и сохранения зоны окисления характерны для районов с холмистым и среднегорным плоским рельефом, холмистым слаборасчлененным и отчасти холмистым и равнинным расчлененным рельефом. Естественно, что для районов с низкогорным и холмистым рельефом вертикальная климатическая зональность не играет существенной роли и условия формирования коры выветривания и зоны окисления практически целиком определяются современными или палеоклиматическими условиями.

Геологическое строение территорий накладывает свой отпечаток на характер рельефа. В самом общем плане можно выделить три основных типа региональных геологических структур [48].

I. Открытые районы древних щитов и складчатых областей различного возраста со сложным строением осадочных толщ, интенсивно проявленными процессами магматизма и метаморфизма, с преобладающей субвертикальной ориентировкой рудных структур.

II. Открытые районы платформ, характеризующихся двухъярусным строением. Верхний ярус сложен слабодислоцированными осадочными породами (Русская платформа) с субгоризонтальной ориентировкой рудных тел или осадочными и магматическими породами (Сибирская платформа) с субвертикальной ориентировкой эндогенных и субгоризонтальной осадочных месторождений.

III. Закрытые районы с региональным развитием мощного четвертичного покрова, перекрывающего пониженные участки платформ или щитов и складчатых областей.

Для структур I типа характерны главным образом эрозионно-тектонические формы рельефа, для III типа — аккумулятивные, для II — и те и другие.

4.2.4. Районирование площадей по условиям ведения литохимических поисков

Обзорное (региональное) районирование

Первая схема районирования территории СССР для целей геохимических поисков была предложена А. И. Перельманом и Ю. В. Шарковым [29]. В дальнейшем эта схема была несколько видоизменена (А. И. Перельман, 1966 г.). Вся территория СССР была разделена на три типа областей: хорошо обнаженные с преимущественным развитием открытых ореолов рассеяния; плохо обнаженные с преобладанием ослабленных и неглубокопогребенных ореолов рассеяния; закрытые с развитием слепых глубокопогребенных ореолов. В основу деления был положен характер рельефа с учетом геолого-структурной обстановки площадей.

Один из вариантов районирования территории СССР по условиям геохимических поисков, в основу которого положено выделение площадей по характеру рельефа, климата и геолого-структурной обстановки, предложен О. А. Глико [35] (рис. 37). В зависимости от сочетания указанных факторов выделяются площади развития различных ландшафтов и оценивается характер вторичных ореолов рассеяния в их пределах (табл. 9).

Мелкомасштабное (1 : 1 000 000—1 : 500 000) районирование

Наиболее обстоятельно вопросы методики составления мелкомасштабных ландшафтно-геохимических карт и на их основе карт районирования территории по условиям геохимических поисков

были рассмотрены А. Е. Савадской и В. З. Фурсовым [30] для условий Казахстана. Указанными авторами под руководством А. И. Перельмана были составлены в масштабе 1 : 1 500 000 карты типов, классов, родов и видов ландшафтов и сводная ландшафтно-геохимическая карта, анализ которой совместно с картой мощностей рыхлых отложений позволил составить карту районирования Казахстана по условиям геохимических поисков.

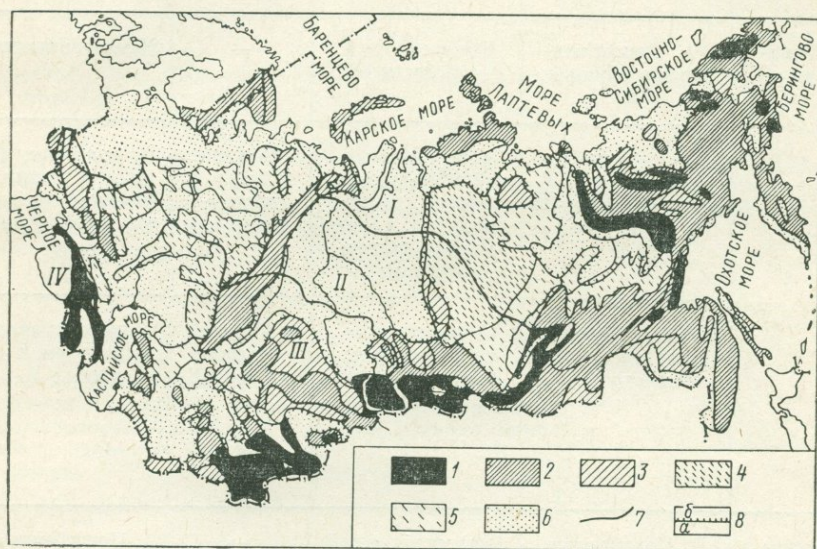


Рис. 37. Схема ландшафтного районирования территории СССР по условиям ведения литохимических поисков [35].

Тип рельефа: 1 — высокогорный и среднегорный, 2 — среднегорный неглубоко-расчлененный, низкогорный и холмистый с резким рельефом, 3 — низкогорный и холмистый слабо-расчлененный, 4 — высокие и средние плоскогорья, 5 — низкие плоскогорья, 6 — аккумулятивный; 7 — границы между биоклиматическими зонами: I — холодной сухой, II — умеренно влажной, III — теплой сухой, IV — теплой влажной; 8 — границы между складчатыми областями, щитами, поднятиями фундамента (а) и плитами (б).

В основу составления карты ландшафтов положена биоклиматическая характеристика площадей, дающая представление об особенностях почвенно-растительного покрова (тип ландшафта). Классы ландшафтов выделяются по условиям водной миграции химических элементов; роды ландшафтов — по характеру рельефа, виды — по составу горных пород (табл. 10).

Сочетание различных факторов, определяющих тип, класс, род и вид ландшафта, характеризует ландшафтно-геохимическую обстановку того или иного участка рассматриваемой территории, или, по терминологии А. Е. Савадской и В. З. Фурсова, вид ландшафта. Здесь несколько неудачно используется тот же термин «вид ландшафта», но уже с иным содержанием. Всего на территории Казахстана выделено около 300 видов ландшафтов.

Площади развития различных ландшафтов и характер

Геотектонические структуры	Области по характеру обнаженности *	Тип рельефа в пределах *		Условия развития и сохранности коры выветривания
		складчатых областей, щитов, поднятий фундамента	плит	
Поднятия	А. Открытые, хорошо обнаженные; 7	Высокогорный, среднегорный; 7	—	Неблагоприятные
	Б. Частично открытые, средней обнаженности; 36	Среднегорный неглубоко расчлененный, низкогорный и холмистый с резким рельефом; 25	Высокие и средние плоскогорья; 11	В пределах II III и особенно IV биоклиматических зон развития широко
	В. Замаскированные, плохо обнаженные; 17	Низкогорный и холмистый, слабо расчлененный; 5	Низкие плоскогорья; 12	То же, сохранность выше, чем в областях Б
Опускания	Г. Перекрытые, без обнажений коренных пород; 40	Аккумулятивный; 40	—	Погребенные коры выветривания

* Цифрами указана площадь, %.

Сводная карта районирования территории Казахстана по условиям поисков в обобщенном виде приведена на рис. 38. Судя по легенде и карте, основную роль при районировании играют характер рельефа, затем генетический тип и мощность рыхлого покрова и в последнюю очередь биоклиматические факторы. Такой подход, на наш взгляд, является наиболее правильным, что подтверждается также опытом составления аналогичного типа карт по восточной части Оренбургской области (по М. А. Глазковой [55]), Бурятской АССР (по В. Н. Тарасову и Э. Ф. Жбанову [14]). С этой точки зрения нам представляется наименее удачной карта, составленная для Украинского щита по методике, в которой слишком много места отводится анализу биоклиматических факторов и явно недостаточно внимания уделяется рассмотрению генезиса, состава, мощности рыхлого покрова и геоморфологии (по Б. Ф. Мицкевичу, 1971 г.).

ореолов рассеяния в биоклиматических зонах (к рис. 37)

Характер рудных выходов и вторичных ореолов рассеяния в биоклиматических зонах		
II и IV	III	I
Выходы слабо изменены. Ореолы рассеяния, главным образом механические, открытые		
Выходы измененные и окисленные. Ореолы механические, менее характерны солевые, резко ослабленные, иногда закрытые	Выходы измененные и окисленные. Ореолы преимущественно механические, реже солевые, смещенные	Выходы слабо измененные. Ореолы преимущественно механические
Выходы окисленные и сильно выщелоченные. Ореолы чаще солевые, резко ослабленные в зоне II или выщелоченные в зоне IV, иногда закрытые или погребенные	Выходы окисленные, в древней коре выветривания выщелоченные. Солевые ореолы чаще открытые, реже ослабленные, закрытые или погребенные	—
Вторичные ореолы рассеяния глубоко погребены		

*Среднемасштабное (1 : 200 000—1 : 100 000)
районирование*

При среднемасштабном районировании территорий по условиям ведения литохимических поисков намечаются два принципиально различных подхода. Одни исследователи (А. Н. Фокин и др. [37]) считают, что в районах развития рыхлых отложений повышенной мощности следует переходить к глубинному отбору проб из представительного горизонта, которым является современный элювио-делювий или древняя кора выветривания. Отсюда делается вывод, что при глубинных поисках из всего многообразия природных факторов важное значение имеют только два — генетический тип и мощность рыхлого покрова, а целью ландшафтно-геохимического районирования является картирование рыхлых отложений «без дифференцирования участков земной

Классификация ландшафтов

Тип (биоклиматический)	Класс (водная миграция)	Род (рельеф)	Вид (типы пород)
Нивальный Горно-тундровый	Кислый Переходный от кислого к кальциевому	Аккумулятивный и скульптурный (пластовый)	Домезозойские:
Горно-луговой Лесной	Кальциевый Кальциево-натриевый	Цокольно-равнинный (мелко-сопочный)	метаморфические терригенные карбонатные
Лесостепной Степной Сухо-степной северный	Гипсовый Солонцовый Солончаковый	Низко- и частично среднегорный	вулканогенно-осадочные кислые эффузивы основные эффузивы
Сухо-степной южный Пустынный северный Пустынный южный	Кислый глеевый Карбонатно-глеевый Соленосно-глеевый	Средне- и высокогорный	нерасчлененные эффузивы щелочные породы гранитоиды габбро ультраосновные
			Мезозойско-кайнозойские: песчано-глинистые угленосные карбонатные древняя кора выветривания четвертичные (аллювий, пролювий, озерные) большой мощности

поверхности на элементарные ландшафты, области и провинции» [37, с. 185].

Другие исследователи (В. В. Добровольский, 1966 г.; Н. П. Солнцева [55]), напротив, все внимание уделяют картированию элементарных ландшафтов, в пределах которых в качестве представительного горизонта опробования выбирается один из

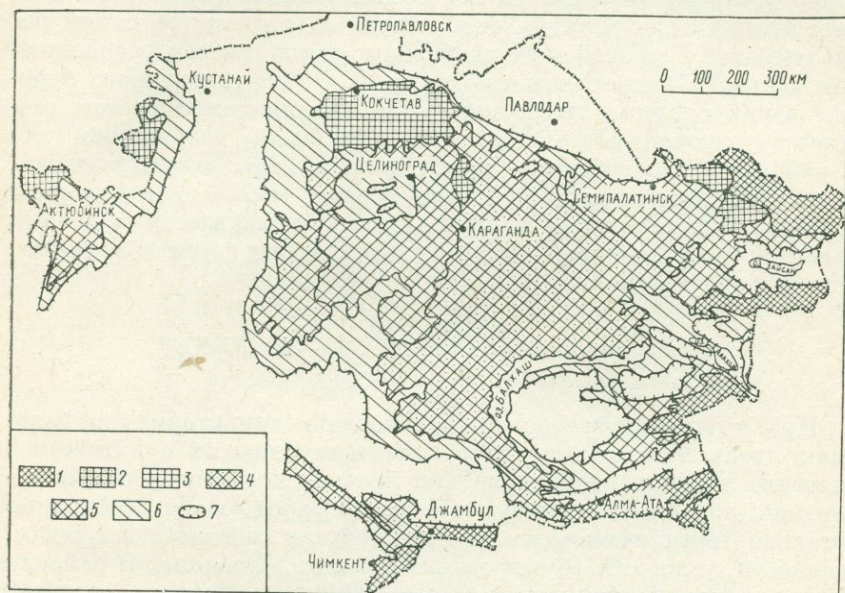


Рис. 38. Схематическая карта районирования Казахстана по условиям проведения геохимических поисков, по А. Е. Савадской, В. З. Фурсову [30].

1 — высокогорные и среднегорные районы с преимущественным развитием потоков и остаточных открытых ореолов рассеяния; 2, 3 — низкогорные и равнинные районы с лесостепными и степными типами ландшафтов (2 — с преимущественным развитием остаточных открытых ореолов рассеяния, 3 — с широким развитием погребенных ореолов рассеяния); 4, 5 — низкогорные и равнинные районы с сухостепными и пустынными типами ландшафтов (4 — с преимущественно открытыми остаточными и наложенными ореолами рассеяния, 5 — с одинаковым развитием открытых и погребенных ореолов рассеяния); 6 — равнины с мезозойско-кайнозойскими отложениями мощностью до 100 м, 7 — то же, более 100 м.

горизонтов почвенного профиля, в котором должны четко фиксироваться механические или солевые ореолы рассеяния при мощности аллохтонных отложений до 50 м и более.

На наш взгляд, более правильным является первое направление, исключаящее из рассмотрения почвенные горизонты. Однако вряд ли следует при этом ориентироваться лишь на сингенетические ореолы рассеяния, приуроченные к современной или древней коре выветривания, и исключать из рассмотрения наложенные солевые ореолы рассеяния в аллохтонных отложениях. Следует отметить, что для районов с высоко- и среднегорным расчлененным рельефом характер и средняя мощность рыхлого

покрова могут быть достаточно достоверно оценены путем анализа аэрофотоснимков, топографических и геоморфологических карт, карт четвертичных отложений с учетом рекогносцировочных наблюдений по отдельным маршрутам. В районах с низкогорным слаборасчлененным и равнинным рельефом генетический тип и мощность рыхлого покрова, как правило, не могут быть достоверно установлены лишь на основании анализа различного типа картографических материалов и визуальных геоморфологических наблюдений. Для этой цели необходимо иметь в своем распоряжении данные электропрофилирования, ВЭЗ, картировочного бурения вдоль опорных профилей, располагающихся с учетом геоморфологической обстановки. Это тем более необходимо, что в районах с низкогорным и равнинным рельефом (Казахстан, Украина и др.) зачастую наблюдается так называемая инверсия рельефа: мощность рыхлых образований увеличивается от речных долин к водоразделам, достигая нескольких десятков метров вблизи водоразделов.

*Крупномасштабное (1 : 50 000—1 : 25 000)
районирование*

При крупномасштабном районировании территории по условиям литохимических поисков, имеющем большое практическое значение как при проектировании полевых геохимических исследований, так и при оценке результатов работ, особо необходимо детальное расчленение рыхлого покрова по генетическим типам, мощности, условиям формирования ореолов рассеяния. В районах со сглаженными формами рельефа, где, как правило, развита древняя кора выветривания, следует учитывать историю формирования ореолов рассеяния в период корообразования и современный этап развития ландшафта. В зависимости от конкретной ландшафтно-геохимической обстановки методика составления карт районирования территории по условиям поисков, естественно, будет различной. Так, можно предполагать, что для Кольского полуострова, Центрального Казахстана, Забайкалья, Якутии, Кавказа должны быть разработаны различные методики составления таких карт со своей легендой. Так как работы в этом направлении только еще начинаются, то в настоящее время даже для сходных районов (например, Бурятия, Забайкалье, Амурская и Иркутская области) различные авторы предлагают различные методики составления таких карт [14, 31]. В качестве иллюстрации рассмотрим схематическую карту типов покровных образований и вторичных ореолов рассеяния, составленную в масштабе 1 : 25 000 для одного из рудных полей Якутии.

Для района характерен молодой расчлененный среднегорный рельеф с абсолютными отметками не более 2000 м и относительными превышениями плоских водоразделов над троговыми долинами, обычно осложненными узкими каньонами глубиной до

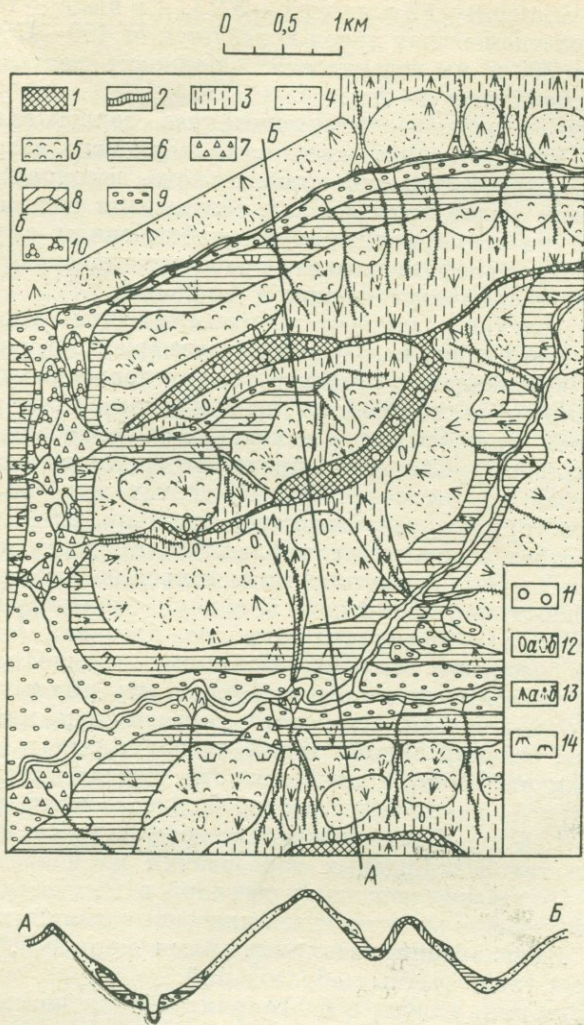


Рис. 39. Схематическая карта типов покровных образований и вторичных ореолов рассеяния одного из рудных полей Якутской АССР.

Генетические типы рыхлых образований: 1-2 — элювиальный ряд (1 — элювий плоских водоразделов, 2 — элювий линейных водоразделов); 3-6 — склоновый ряд (3 — крупно-обломочные осыпи — десперсий, 4 — делювиально-денудационные образования — дефлюксий, 5 — делювиально-солифлюкционные — солифлюксий, 6 — коллювий); 7, 8 — водный ряд [7 — пролювий конусов выноса, 8 — аллювий крупных водотоков (а) и «ложковый аллювий» (б)]; 9, 10 — ледниковый ряд (9 — флювиогляциальные отложения древних троговых долин, 10 — морена). Типы сингенетических механических ореолов рассеяния: 11 — унаследованные надрудные открытые; 12 — унаследованные смещенные открытые (а) и погребенные (б); 13 — шлейфообразные смещенные открытые (а) и погребенные (б); 14 — шлейфообразные оторванные открытые.

20—30 м, до 600—700 м. Климат района резко континентальный со средней температурой в январе -32°C и в июле $+15^{\circ}\text{C}$. Мощность многолетнемерзлых пород колеблется от 100—150 м в долинах рек до 300 м на водоразделах. Мощность деятельного слоя обычно не превышает 1—2 м.

Коренные породы — это монотонная толща алевролитов, песчано- и углисто-глинистых сланцев пермского возраста. Покровные рыхлые образования элювиального, склонового, водного и ледникового рядов представлены различными типами, которые выделяются по геоморфологическим наблюдениям с учетом дешифрирования аэрофотоснимков и анализу топографической и геоморфологической карт масштаба 1 : 25 000.

В распределении различных генетических типов рыхлых образований, как это видно на карте и разрезе (рис. 39), наблюдается отчетливая вертикальная зональность, обусловленная приуроченностью определенных типов рыхлых образований к различным элементарным ландшафтам: элювиальному, трансэлювиальному и супераквальному. Сложность процессов формирования рельефа, обусловленная широким развитием мощных зон разломов различного простирания, деятельностью ледников, влиянием многолетней мерзлоты и явлений солифлюкции, приводит к тому, что мощность рыхлого покрова может изменяться на соседних, внешне весьма сходных и относящихся к одному элементарному ландшафту участках в достаточно широких пределах (от нуля до нескольких десятков метров). Надежных геоморфологических признаков, позволяющих оценивать мощность рыхлых образований, предложить нельзя. Более того, геофизические методы (электроразведка, сейсморазведка) также не могут решать эту задачу в связи с влиянием многолетней мерзлоты. Все это привело к тому, что, несмотря на наличие достаточно большого числа горных выработок (~150) и данных электроразведочных работ, на прилагаемой карте типов покровных образований не показывается их мощность. Отсутствие надежных сведений о мощности позволяет лишь в самом общем виде выделить площади различных категорий трудности опознания литохимическими методами, исходя из генетических типов рыхлых образований.

К I категории, наиболее благоприятной для поисков по вторичным ореолам рассеяния, принадлежат площади, покрытые элювиальными образованиями (плоские и линейные водоразделы). Ко II категории относятся площади развития делювиальноденудационных образований, к III — крупнообломочные осыпи, к IV — площади, занятые делювиально-солифлюкционными и коллювиальными образованиями. К площадям V категории, в пределах которых нерационально проведение площадных литохимических съемок, ориентированных на выявление вторичных ореолов рассеяния, относятся долины, покрытые отложениями ледникового и водного рядов.

4.3. ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ВО ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛАХ РАССЕЯНИЯ

Изучение форм нахождения элементов во вторичных ореолах рассеяния позволяет расшифровать процесс формирования ореолов, что может быть использовано при их интерпретации. Главные и второстепенные химические элементы рудных тел могут присутствовать во вторичных ореолах рассеяния в различных минеральных и безминеральных формах, из которых наиболее существенное значение имеют собственные первичные и вторичные минералы, первичные и вторичные минералы-концентраторы, подвижная (сорбированная и водорастворимая) форма, органо-минеральные соединения.

Собственные первичные минералы и первичные минералы-концентраторы характерны для типичных остаточных ореолов рассеяния, формирующихся либо при главенствующей роли процессов физического выветривания и рассеяния рудных тел, либо при весьма высокой устойчивости этих минералов к химическому выветриванию. Остальные формы нахождения элементов свидетельствуют о солевом рассеянии химических элементов, которое может быть характерным как для остаточных ореолов при глубоком химическом выветривании рудных тел, так и для наложенных ореолов, причем в последнем случае типичными должны быть подвижная сорбированная и водорастворимая формы. Органо-минеральные соединения наиболее типичны, естественно, для горизонта А почвенного слоя. Из вторичных минералов-концентраторов наибольшую роль играют железо-марганцевые стяжения (конкреции), практически характерные для всех ландшафтно-геохимических зон, тогда как карбонатные, сульфатные, хлоридные вторичные минералы (новообразования) обычно приурочены к определенным ландшафтам (по В. В. Добровольскому, 1966 г.).

В принципе можно утверждать, что во вторичных ореолах рассеяния в связи со сложной и длительной историей их формирования всегда присутствуют все перечисленные выше формы нахождения элементов. Все дело в их количественных соотношениях, которые могут быть резко различными как для различных генетических типов рудных тел и их вторичных ореолов рассеяния, так и внутри одного и того же генетического типа ореола для различных горизонтов и на различных расстояниях от центра ореола на одном и том же горизонте, в различных фракциях и гранулометрических классах рыхлых образований. При прочих равных условиях относительная роль форм нахождения, характерных для механической составляющей рассеяния, уменьшается в направлении понижения устойчивости первичных рудных минералов к химическому выветриванию, возрастания интенсивности процессов химического выветривания рудных тел, перехода от автохтонных к аллохтонным рыхлым образованиям, уменьшения

крупности частиц рыхлых образований от центра ореола к периферии, уменьшения аномальных содержаний элемента в пробах. Первые три положения не нуждаются в особых комментариях ввиду своей очевидности. Последние три положения также достаточно очевидны: чем выше дисперсность материала, тем более интенсивно протекают процессы химического выветривания. Дисперсность же продуктов разрушения рудного тела, естественно, возрастает с удалением от него, т. е. от центра ореола к периферии. В этом же направлении уменьшаются и аномальные содержания элементов в ореоле.

В качестве иллюстрации приведем результаты изучения форм нахождения химических элементов во вторичных остаточных и наложенных ореолах рассеяния в ряде рудных районов. Остаточные ореолы рассеяния приурочены чаще всего к элювио-делювиальным образованиям небольшой мощности (< 3 м), развитым на приводораздельных участках или сравнительно пологих склонах ($< 15^\circ$). Гранулометрический состав элювио-делювиальных образований зависит от многих факторов, в том числе от состава коренных пород, мощности рыхлого покрова и почвенного горизонта, экспозиции склона и т. д. На рис. 40 приведены характерные для горизонта *C* осредненные графики гранулометрического состава элювия на различных породах в Восточном Забайкалье, где в общем преобладают процессы физического выветривания. Гранулометрический состав рыхлых образований древней коры выветривания в Северном Казахстане несколько иной: при переходе от щебенистой коры выветривания через пестроцветную к делювиально-пролювиальным образованиям наблюдается уменьшение роли песчаного ($0, n$ мм) и увеличение глинистого ($0, 00n$ мм) материала, причем во всех случаях в минимальном количестве присутствует промежуточный класс алевролитовых ($0, 0n$ мм) частиц. Такая закономерность характерна, по-видимому, для многих районов с той лишь разницей, что в зависимости от состава и структуры коренных пород и интенсивности процессов химического выветривания положение правого и левого максимумов на графиках гранулометрического состава будет несколько меняться.

Крупнозернистые классы рыхлых образований (> 5 мм) состоят главным образом из полиминеральных обломков горных пород, мелкозернистые ($0, n$ мм) — из мономинеральных зерен. Класс частиц $0, 01—0, 1$ мм сложен как первичными минералами исходных горных пород, так и вторичными, т. е. является наиболее полиминеральным (смешанным), причем содержание этого переходного класса частиц в пробах часто минимально. Класс частиц $0, 00n$ мм на $60—90\%$ состоит из глинистых минералов: монтмориллонита, гидрослюд, каолинита, причем доля каолинита возрастает в районах с жарким влажным климатом и в приповерхностных горизонтах рыхлых образований. Класс частиц $< 0, 001$ мм на 100% состоит из глинистых минералов. В районах с аридным

климатом среди глинистых минералов преобладает монтмориллонит.

Распределение элементов в различных классах крупности частиц рыхлых образований в пределах вторичных остаточных ореолов рассеяния в общем более или менее равномерное, что свидетельствует о присутствии элементов в пробах в самых различных формах: от собственных вторичных и первичных минералов (классы крупных частиц $> 0,1$ мм) до сорбированных гидроокислами железа и марганца (класс $0,0n + 0,n$ мм) и глинистыми

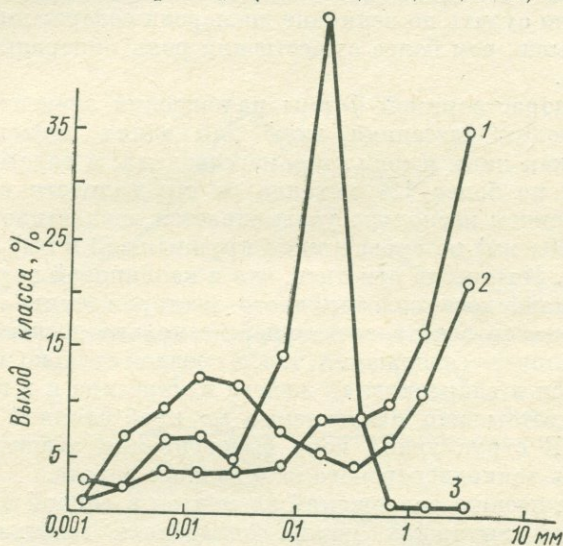


Рис. 40. Гранулометрический состав горизонта *C* элювио-делювиальных образований на гнейсах и кристаллических сланцах (1), карбонатно-сланцевых породах (2), гранодиоритах, ороговикованных песчаниках и сланцах (3).

минералами (класс $\leq 0,00n$ мм). Наличие локальных максимумов на графиках распределения свидетельствует о преимущественном нахождении элемента в той или иной форме. В частности, четко выраженный максимум для олова (0,1 мм) и менее четко для вольфрама (0,2 мм) свидетельствует о преобладающей роли собственных минералов, достаточно устойчивых в зоне гипергенеза, что приводит к резкому обеднению этими элементами тонких глинистых частиц. Для свинца, золота, ртути, висмута (меди) существенную роль, по-видимому, играют гидроокислы железа и марганца и в меньшей мере сорбция глинистыми частицами в отличие от молибдена и цинка, для которых характерны максимальные содержания в классе глинистых частиц.

Следует отметить, что относительная роль той или иной формы нахождения зависит также от содержания элемента в пробе и от

начальной массы пробы. Так, для проб с содержанием свинца $\geq 0,01\%$ крупные классы частиц являются наиболее богатыми, тогда как в пробах с низкими содержаниями свинца ($0,00n\%$) максимум сдвигается в сторону тонких глинистых классов. Легко показать простым расчетом, что при низких содержаниях элемента ($< 0,01\%$) и начальной массе пробы $\leq 0,2$ кг содержание элементов в крупных классах ($> 0,5$ мм) не может определяться присутствием собственных минералов. Об относительной роли минеральной формы нахождения элементов в ореолах в этом случае можно судить по величине дисперсии содержаний, которая будет тем выше, чем более существенна роль минеральной формы нахождения.

Роль водорастворимой формы нахождения элементов в остаточных ореолах рассеяния даже для таких легкоподвижных элементов, как цинк и медь, весьма невелика: в водные вытяжки извлекается не более 1% металла от его валового содержания в пробах, причем несколько увеличивается извлечение из тонких классов ($0,00n$ мм) по сравнению с крупными ($0, n$ мм) и на флангах ореолов. Интересно отметить, что в каолиновой коре выветривания Майкаинского золоторудного месторождения содержание водорастворимого золота составляет несколько десятков процентов от его валового содержания, т. е. в среднем столько же, сколько его находится в гидроокислах железа и марганца и в коллоидной форме (соответственно извлекаемые из проб соляной и азотной кислотой). В структурной коре выветривания значительно возрастает роль тонкодисперсного самородного золота.

По соотношению содержаний элементов в водной и 10 %-ной солянокислой вытяжках можно определять генетический тип ореола: в наложенных ореолах по сравнению с остаточными наблюдаются более высокие содержания водорастворимых солей рудных элементов и более низкие содержания этих элементов, связанные с гидроокислами железа, растворимыми в соляной кислоте. Величина отношения содержаний меди, извлекаемой в солянокислую вытяжку, к содержанию водорастворимой меди для наложенных ореолов ряда медноколчеданных месторождений Южного Урала (Гайское, Маканское) колеблется от 15 до 170; то же по молибдену — от 1,8 до 2. Остаточные ореолы колчеданных месторождений Южного Урала характеризуются значительно более высокими величинами аналогичных отношений: по меди от 200 до 2000, по молибдену от 8 до 16.

Для класса частиц $0,125-0,25$ мм, в основном представленного мономинеральными зернами, главную роль концентраторов металлов играют гидроокислы железа и марганца, о чем свидетельствует обогащение рудными элементами слабромагнитной фракции проб. Присутствие в пробах собственных первичных и вторичных минералов свинца и цинка приводит к резкому (в десятки раз) обогащению тяжелой фракции этими элементами. Выводы о весьма существенной роли гидроокислов марганца и железа были полу-

чены при изучении вторичных остаточных ореолов рассеяния в Центральном Казахстане, Восточном Забайкалье, на Южном Урале и в других районах [31, 50 и др.].

Распределение элементов, присутствующих в остаточном ореоле в форме собственных минералов или сорбированном состоянии, показано на рис. 41. Как следует из рис. 41, с удалением от выхода рудного тела содержание элементов в «подвижных формах» убывает медленнее, нежели в «малоподвижных», вплоть до того, что начиная с некоторого расстояния ореол будет фиксироваться по подвижным формам значительно надежнее.

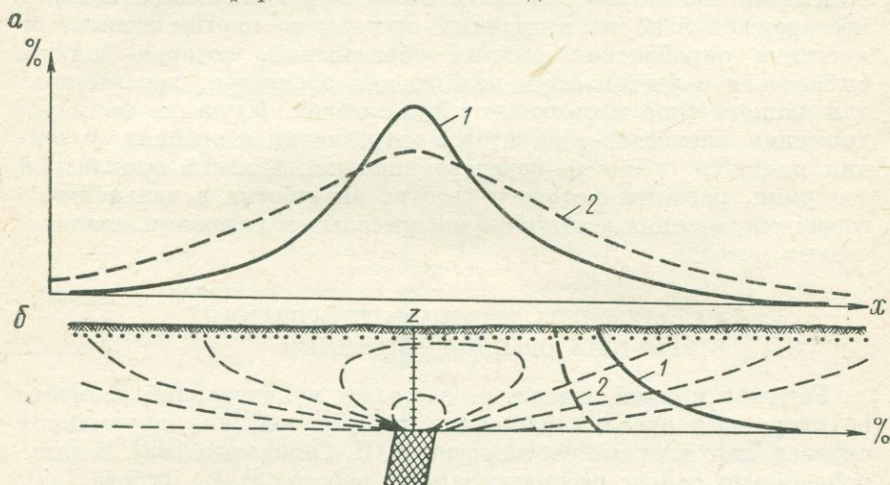


Рис. 41. Содержания элемента в «малоподвижных» (1) и «подвижных» (2) формах нахождения во вторичном остаточном ореоле рассеяния при опробовании вблизи дневной поверхности (а) и на глубине (б).

В качестве иллюстрации можно привести данные по Центральному Казахстану и Западному Алтаю, где было установлено, что собственно первичные и вторичные минералы свинца (галенит, церрусит, англезит, малахит) и молибдена (молибденит и повеллит) развиты вблизи месторождений в древней коре выветривания, а водорастворимые, сорбированные и Fe-формы (гидроокислы железа) характерны для флангов рудных полей и приурочены к покровным образованиям (суглинкам, пескам, глинам). В районах с гумидным климатом роль подвижных форм нахождения элементов во вторичных остаточных ореолах рассеяния относительно возрастает, особенно на их флангах, причем внутри подвижных форм более существенную роль играет сорбция глинистыми минералами, а не гидроокислами железа и марганца, что проявляется в максимальном обогащении класса глинистых частиц ($< 0,001$ мм).

Для типично наложенных (солевых) ореолов рассеяния наиболее характерны, естественно, безминеральные формы нахождения

рудных элементов (сорбированные, органо-минеральные, водорастворимые), причем с удалением от центра ореола возрастает относительная роль органо-минеральных и водорастворимых форм.

Подводя итог вышесказанному, можно сделать следующие выводы. Во-первых, изучение форм нахождения химических элементов во вторичных ореолах рассеяния позволяет расшифровать сложный процесс формирования ореолов в различной ландшафтно-геологической обстановке. Знание этих процессов лежит в основе теории геохимических методов поисков рудных месторождений. Во-вторых, эффективность литохимических поисков месторождений по их вторичным ореолам во многом зависит от методики опробования рыхлых образований, которая должна выбираться с учетом форм нахождения элементов, характерных для данного типа месторождений и ореолов. Изучение форм нахождения элементов-индикаторов оруденения в ореолах рассеяния является одним из перспективных направлений прикладной геохимии, развитие которого требует разработки и дальнейшего совершенствования достаточно экспрессных и надежных аналитических методик.

4.4. ЭЛЕМЕНТЫ ТЕОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ВТОРИЧНЫХ ОРЕОЛОВ РАССЕЯНИЯ

Решение прямой задачи, т. е. расчет концентраций элемента во вторичных ореолах рассеяния рудных тел, для простейших случаев было впервые рассмотрено А. П. Солововым [92]. В дальнейшем этот вопрос рассматривался в работах Р. И. Дубова [42], В. Г. Голубева и А. А. Гарибянца [38], В. В. Поликарпочкина [54] и других.

4.4.1. Остаточные ореолы рассеяния

Для рудных тел жильной формы при малой их мощности и вертикальном падении остаточный ореол рассеяния в образованиях элювиального ряда (рис. 42, а) может быть рассчитан по формуле [92]:

$$C_{x^2} = \frac{M_p}{\sigma \sqrt{2\pi}} e^{-x^2/2\sigma^2}, \quad (63)$$

где M_p — линейная продуктивность рудного тела ($M_p = C_p h_p$); σ — параметр рассеяния или полуширина ореола на уровне $0,6C_0$. Параметр σ зависит от подвижности обломков рудного тела в рыхлых образованиях и времени формирования рыхлых отложений. По Р. И. Дубову, $\sigma = \sqrt{D^* t}$, где D^* — величина, аналогичная коэффициенту диффузии; t — время формирования ореола.

В первом приближении можно допустить, что параметр рассеяния является линейной функцией от z , т. е.

$$\sigma = k_1 z. \quad (64)$$

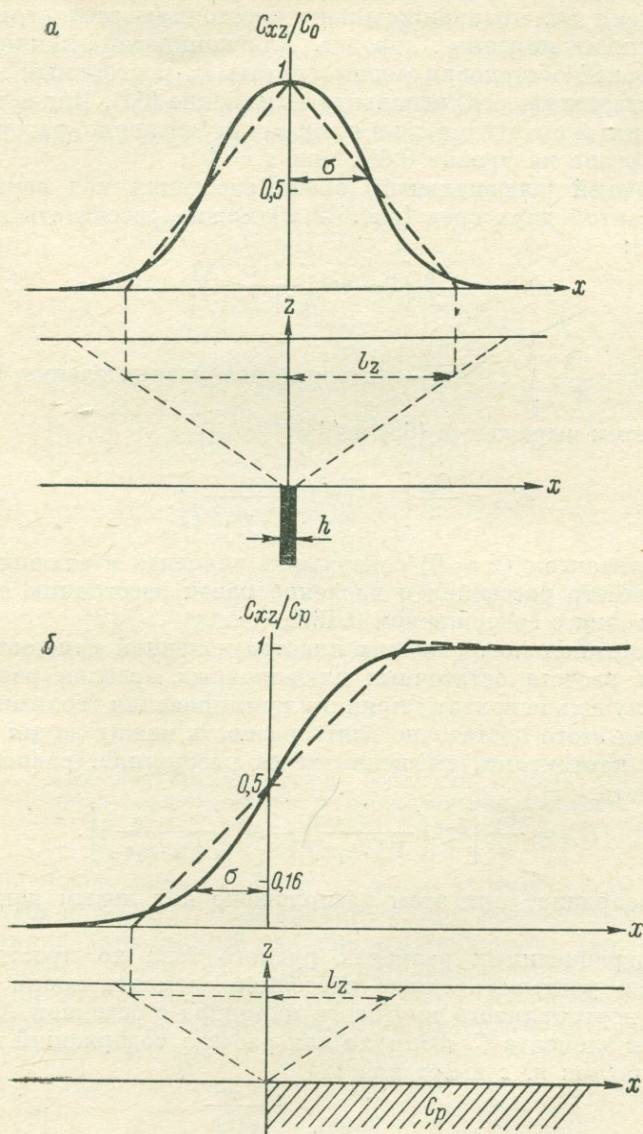


Рис. 42. Идеализированный вертикальный разрез остаточного ореола рассеяния рудной жилы (а) и над контактом двух сред (б).

Такое допущение будет справедливо при условии, что время формирования любого горизонта рыхлых образований и подвижность частиц D^* пропорциональны расстоянию этого горизонта от поверхности коренных пород z . Для конкретной ландшафтно-геохимической обстановки можно считать k_1 постоянным и практически определять его, используя выражение (64). Иначе говоря, коэффициент рассеяния k_1 численно равен полуширине ореола на уровне $0,6C_0$ при $z = 1$ м.

Остаточный (элювиальный) ореол рассеяния над вертикальным контактом двух сред (рис. 42, б) можно рассчитать по формуле [38]:

$$C_{xz} = \frac{C_p}{2} \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2\sqrt{D^*t}} \right) \right], \quad (65)$$

где $\operatorname{erf}(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^y e^{-y^2} dy$ — интегральное распределение Гаусса.

Или с учетом выражений (63) и (64)

$$C_{xz} = \frac{C_p}{2} \left[1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{2} \cdot k_1 z} \right) \right]. \quad (66)$$

Над контактом ($x = 0$) содержание элемента в элювии равно $C_p/2$. Параметр рассеяния σ численно равен расстоянию от контакта до точки с содержанием $0,16C_p$.

Для вертикально падающих пластов конечной мощности формулу для расчета остаточных элювиальных ореолов рассеяния можно получить используя принцип суммирования геохимических полей. Для этого достаточно взять разность между двумя графиками над контактами, смещенными на расстояние, равное мощности пласта:

$$C_{xz} = \frac{C_p}{2} \left[\operatorname{erf} \left(\frac{x}{\sqrt{2} \cdot k_1 z} \right) - \operatorname{erf} \left(\frac{x - h_p}{\sqrt{2} \cdot k_1 z} \right) \right]. \quad (67)$$

Начало координат при этом расположено над левым контактом пласта.

При ограниченных размерах рудного тела по простиранию необходимо учитывать также рассеяние элемента вдоль оси y . Так, для вертикального кругового цилиндра с сечением S_p и содержанием элемента C_p формула для расчета содержаний в точке с координатами r, z имеет вид

$$C_{r,z} = \frac{3C_p S_p}{2\pi^2 k_1^2 z^2} e^{-\frac{r^2}{2k_1^2 z^2}}. \quad (68)$$

Используя принцип суммирования геохимических полей, можно по формуле (68), справедливой для элементарного сечения рудного тела, рассчитать содержание элемента в любой точке ореола рассеяния рудного тела произвольного сечения в гори-

зонтальной плоскости. Функции, входящие в выражения (63), (66)—(68), табулированы, и по ним можно построить соответствующие графики или палетки, которые можно использовать для решения как прямой, так и обратной задачи: определение параметров рудного тела C_p , h_p и параметра рассеяния σ .

На рис. 43 приведена палетка, предложенная Р. И. Дубовым [43], для расчетов ореола рассеяния рудного тела произвольного сечения в горизонтальной плоскости. Правило пользования

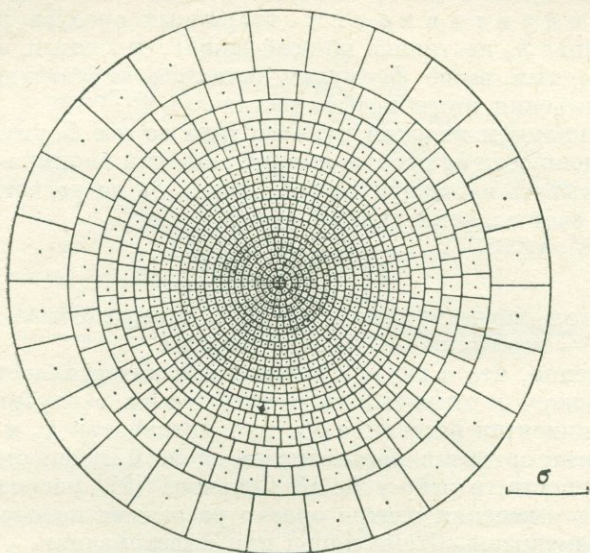


Рис. 43. Палетка для расчета вторичных остаточных надрудных ореолов рассеяния рудных тел произвольного сечения в горизонтальной плоскости [42].

палеткой следующее. Контур сечения рудного тела строится в масштабе палетки, т. е. за единицу длины принимается параметр рассеяния σ , характерный для данного ландшафта. Центр палетки помещается в точке, где определяется содержание элемента во вторичном ореоле рассеяния. По палетке подсчитывается количество точек n_i , попадающих в контуры рудного тела с различными содержаниями металла C_i (в процентах). Содержание металла ($10^{-3}\%$) в задачной точке ореола определяется по формуле

$$C_{x,y} = \sum n_i C_i. \quad (69)$$

При выводе всех указанных выше формул предполагалось, что формирование вторичного остаточного ореола рассеяния не сопровождается избирательным выносом или накоплением вещества ($M_{op} = M_p$). Фактически же в силу неодинаковой

миграционной способности различных элементов, избирательного выноса легкоподвижных элементов из рыхлых образований в процессе их формирования, опробования наиболее богатой фракции и других факторов это равенство нарушается, что может быть учтено путем введения во все формулы поправочного коэффициента

$$k_2 = M_{op}/M_p, \quad (70)$$

который мы будем в дальнейшем именовать коэффициентом продуктивности вторичных ореолов рассеяния. Если значение k_2 постоянно по всей мощности элювия, то расчеты по приведенным выше формулам остаются справедливыми при условии введения этого коэффициента.

При наклонном падении рудного тела во все формулы вместо истинной мощности h_p необходимо подставлять видимую мощность $h_{вид}$ и учитывать смещение центра ореола S_β на расчетном горизонте z за счет падения рудного тела:

$$S_\beta = z/\operatorname{tg} \beta = k_{3\beta} z, \quad (71)$$

где β — угол между рудным телом и поверхностью коренных пород; $k_{3\beta}$ — коэффициент смещения ореола.

Естественно, что в связи с изменением интенсивности процессов физического и химического выветривания с глубиной значения коэффициентов рассеяния k_1 , продуктивности k_2 и смещения ореола $k_{3\beta}$ не остаются постоянными по всей мощности элювия. Так, в частности, в работе А. П. Соловова [92] рассматривается зависимость смещения центра ореола рассеяния пологопадающей жилы от изменения объема пород при выветривании.

До сих пор рассматривались случаи формирования остаточных ореолов рассеяния в элювиальных образованиях, т. е. при горизонтальных дневной поверхности и поверхности коренных пород, причем скорость понижения обеих поверхностей в силу динамического равновесия процессов эрозии и выветривания одинакова и сохраняется в конкретной ландшафтной обстановке постоянной, о чем свидетельствует постоянство мощностей элювиальных образований на значительных территориях.

На крутых приводораздельных склонах (рис. 44; интервал l_2), где также наблюдается динамическое равновесие между процессами эрозии и выветривания коренных пород, основное отличие вторичных остаточных ореолов рассеяния заключается в сползании ореола вниз по склону под действием силы тяжести. На плоских пологих придолинных участках склонов (рис. 44, интервал l_3) происходит аккумуляция снесенного с крутых приводораздельных участков склона материала, однако в силу переувлажненности в связи с близповерхностным расположением уровня грунтовых вод резко возрастает скорость его сползания по сравнению со скоростью сползания на крутых склонах, за счет чего и поддерживается здесь динамическое равновесие между ско-

ростью выветривания коренных пород и скоростью понижения дневной поверхности.

Учитывая вышеизложенное, следует рассмотреть две модели процесса формирования вторичных остаточных ореолов рассеяния: первую для случая расположения рудного тела в пределах крутого приводораздельного участка склона и вторую в случае расположения тела в пределах пологого придолинного участка склона. По сути дела, предложенные А. П. Солововым [92]

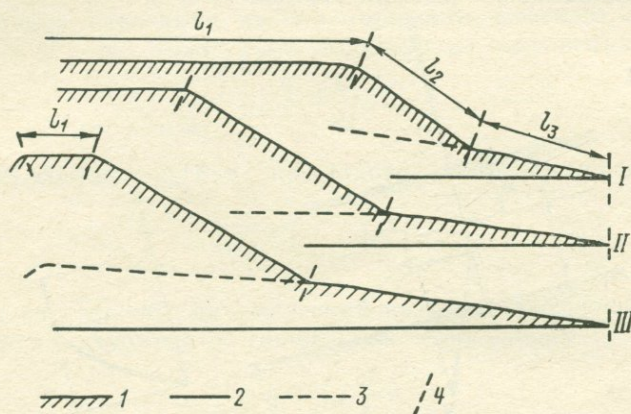


Рис. 44. Типичные профили склонов и их изменения во времени (I—III) [43].

1 — поверхность; 2 — базис склона; 3 — уровень подземных вод;
4 — перегибы поверхности склона;
 l_1 — l_3 — протяженность водораздельного (l_1), крутого приводораздельного (l_2) и пологого придолинного (l_3) участков склона.

и В. В. Поликарпочкиным [54] решения и относятся соответственно к первой и второй модели. Рассмотрим кратко в несколько измененном виде эти решения.

На крутых приводораздельных склонах в условиях динамического равновесия скоростей поверхностной эрозии и выветривания коренных пород (рис. 45, а) мощность склоновых образований остается постоянной и время формирования любого их горизонта

$$t = z/v_3. \quad (72)$$

В первом приближении будем считать, что рыхлые склоновые образования представляют собой однородную среду в вязкопластическом состоянии, движение которой вдоль склона подчиняется уравнению Шведова — Бингама [40]:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\tau - \tau_{пр}}{\eta}, \quad (73)$$

где $\partial v / \partial z$ — градиент скорости сползания рыхлых образований; τ — сдвигающее усилие; $\tau_{\text{пр}}$ — предельное сопротивление сдвигу, при котором начинается движение; η — динамический коэффициент вязкости среды.

Сдвигающее усилие представляет собой в данном случае составляющую силы тяжести, действующую по падению склона:

$$\tau = \gamma (H - z) \operatorname{tg} \alpha, \quad (74)$$

где γ — объемный вес рыхлых образований.

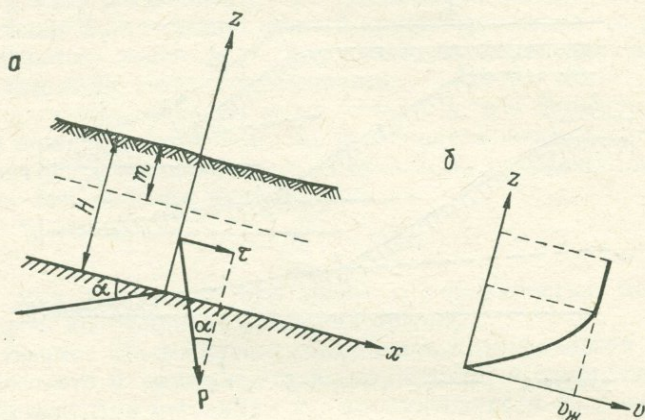


Рис. 45. К выводу формулы (79).

Если мощность $H > m$, то ниже этой глубины начнется течение грунта, а верхний «жесткий» слой мощностью m будет увлекаться течением нижнего движущегося слоя, смещаясь как единое тело с постоянной скоростью. В нижнем движущемся слое скорость будет изменяться с глубиной в соответствии с уравнением

$$v = \frac{\gamma \operatorname{tg} \alpha}{2\eta} [2(H - m)z - z^2], \quad (75)$$

которое может быть получено путем решения уравнения (73) с учетом граничных условий $H > m$ и $v = 0$ при $z = 0$. При $H < m$ по условию $v = 0$. Постоянная скорость движения жесткого слоя (при $H > z > H - m$)

$$v_{\text{ж}} = \frac{\gamma \operatorname{tg} \alpha}{2\eta} (H - m)^2. \quad (76)$$

Характер изменения скорости сползания склоновых отложений с глубиной показан на рис. 45, б. Средняя скорость сползания любого горизонта пластичного слоя (при $z < H - m$) может быть определена по формуле

$$\bar{v}_{\text{п}} = \frac{1}{z} \int_0^z v \, dz \quad (77)$$

и соответственно величина сползания с учетом равенства (72)

$$S_{\alpha} = \bar{v}_{\text{п}} t = \frac{1}{v_{\text{э}}} \int_0^z v dz. \quad (78)$$

После интегрирования получаем

$$S_{\alpha} = \frac{\gamma \operatorname{tg} \alpha}{2\eta v_{\text{э}}} \left[(H - m) z^2 - \frac{z^3}{3} \right]. \quad (79)$$

$(z < H - m)$

Величина сползания любого горизонта жесткого слоя (при $H > z > H - m$) может быть получена из выражения

$$S_{\alpha} = v_{\text{ж}} \frac{z - (H - m)}{v_{\text{э}}} + \bar{v}_{\text{п}} \frac{H - m}{v_{\text{э}}}. \quad (80)$$

$(H > z > H - m)$

После соответствующих подстановок и преобразований получаем

$$S_{\alpha} = \frac{\gamma \operatorname{tg} \alpha}{2\eta v_{\text{э}}} (H - m)^2 \left[z - \frac{1}{3} (H - m) \right]. \quad (81)$$

$(H > z > H - m)$

Если считать, что динамический коэффициент вязкости среды изменяется с глубиной по гиперболическому закону

$$\eta = \eta_H \frac{H}{z}, \quad (82)$$

где η_H — коэффициент вязкости приповерхностного горизонта рыхлых образований, то после соответствующих преобразований получим выражения

$$S_{\alpha} = \frac{\gamma \operatorname{tg} \alpha}{2\eta_H H v_{\text{э}}} \left[\frac{2}{3} (H - m) z^3 - \frac{z^4}{4} \right], \quad (83)$$

$(z < H - m)$

$$S_{\alpha} = \frac{\gamma \operatorname{tg} \alpha}{2\eta_H H v_{\text{э}}} (H - m)^2 \left[z^2 - (H - m) z + \frac{5}{12} (H - m)^2 \right]. \quad (84)$$

$(H > z > H - m)$

На рис. 46 представлены графики S_{α} , из которых следует, что при $m \rightarrow H$ и при $m \rightarrow 0$ для случая $\eta = \text{const}$ в первом приближении для оценки S_{α} можно использовать линейную зависимость вида

$$S_{\alpha} = k_{3\alpha} z, \quad (85)$$

где $K_{3\alpha}$ — коэффициент сползания ореола.

При падении рудного тела, не перпендикулярном к поверхности коренных пород, общая величина смещения центра ореола на горизонте z может быть определена из выражения

$$S_{\Sigma} = S_{\alpha} + S_{\beta} = (k_{3\alpha} + k_{3\beta}) z. \quad (86)$$

Если в первом приближении не учитывать рассеяния рудного элемента по оси z при формировании остаточного ореола, что

допустимо при условии достаточно высокой скорости эрозии, то, используя закон независимости движений, можно записать формулу для расчета остаточного ореола маломощной рудной жилы при наличии сползания ореола и смещения за счет угла падения β :

$$C_{xz} = \frac{k_2 C_p h_p}{k_1 z \sqrt{2\pi} \cdot \sin \beta} e^{-\frac{[x - (k_{3\alpha} + k_{3\beta})z]^2}{2k_1^2 z^2}} \quad (87)$$

На рис. 47 представлены рассчитанные по формуле (87) остаточные ореолы рассеяния для трех случаев. Первый случай ($k_{3\alpha} = 0$) характерен для склонов с мощностью рыхлых образований,

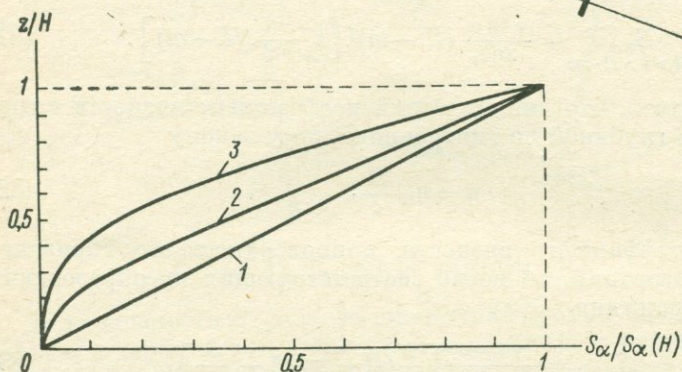
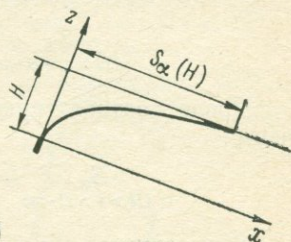


Рис. 46. Смещение центра ореола в зависимости от глубины (z/H) на интенсивно эродируемом склоне при различной мощности жесткого слоя m и вязкости среды η .

1 — $m \rightarrow H$, 2 — $m \rightarrow 0$, $\eta = \text{const}$; 3 — $m \rightarrow 0$, $\eta = \eta_H H/z$.

не достигающей критической ($H < m$), что может иметь место при достаточно большой скорости эрозии. Реально такая картина часто наблюдается в засушливых районах на крутых склонах, покрытых маломощным (< 1 м) покровом рыхлых образований. Это явление впервые было отмечено А. П. Соловьевым [92] и получило наименование «парадокс крутых склонов». Второй случай ($k_{3\alpha} \leq 2k_1$) более характерен для районов с аридным климатом, третий ($k_{3\alpha} \geq 4k_1$) — для районов с гумидным климатом при мощности рыхлых образований больше критической ($H > m$). С увеличением влажности уменьшается динамический коэффициент вязкости, что и приводит к большему сползанию рыхлых образований при прочих равных условиях.

Следует отметить, что с достаточной для практики точностью при решении прямой задачи можно использовать более простые

линейные зависимости изменения содержаний элемента в ореоле, как это показано штриховой линией на рис. 42, не требующие при расчетах привлечения специальных таблиц и палеток (по

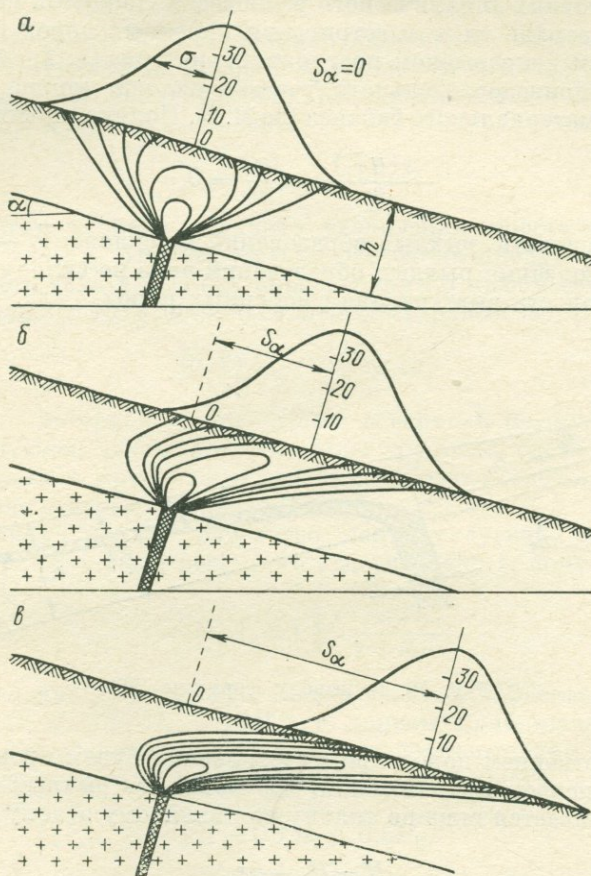


Рис. 47. Разрезы остаточных ореолов рассеяния на интенсивно эродируемом склоне при различных соотношениях коэффициента рассеяния (k_1) и сползания (k_3) [92].

$$a - k_3\alpha = 0; \quad б - k_3\alpha \leq 2k_1; \quad в - k_3\alpha \geq 4k_1.$$

Е. М. Квятковскому и О. Ф. Путикову [57]). Так, для пологопадающих маломощных рудных тел жильной формы формула для расчета содержаний в любой точке вертикального разреза имеет вид

$$C_{xz} = \frac{k_2 C_p h_p}{2,5 k_1 z \sin \beta} \left[1 - \frac{|x - (k_{3\alpha} + k_{3\beta}) z|}{2,5 k_1 z} \right]. \quad (88)$$

Аналогичные упрощенные формулы могут быть легко получены и для рудных тел конечной мощности, для контакта двух сред.

Для пологих придолинных участков склонов в условиях динамического равновесия скоростей понижения дневной поверхности и выветривания коренных пород при одновременном и непрерывном поступлении материала, эродируемого с крутого приводораздельного участка склона, можно записать уравнение материального баланса (по В. В. Поликарпочкину, [54]):

$$\frac{\partial (H \bar{v}_c)}{\partial x} - \frac{\partial z}{\partial t} = 0, \quad (89)$$

где H — мощность рыхлых образований на склоне; \bar{v}_c — средняя скорость сползания рыхлых образований вниз по склону; $\partial z / \partial t = v_b$ — скорость выветривания коренных пород.

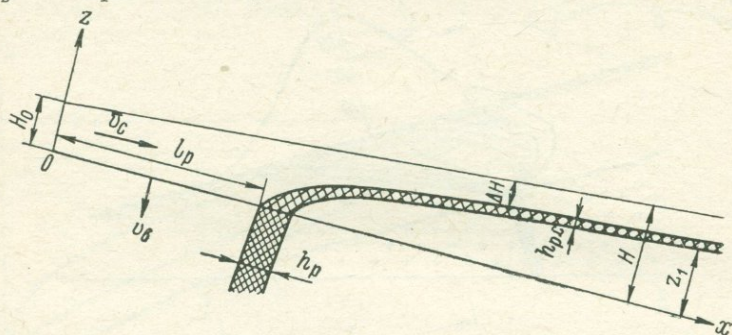


Рис. 48. К выводу формулы (96).

Разуплотнением пород при выветривании будем пренебрегать. Примем в первом приближении, что мощность рыхлых образований увеличивается вниз по склону по линейному закону (рис. 48):

$$H = H_0 + ax, \quad (90)$$

где H_0 — мощность покрова в точке перегиба склона у подножья крутого приводораздельного его участка; a — градиент увеличения мощности вниз по склону.

В первом приближении будем также считать, что $v_b = \text{const}$ во времени и не зависит от x . Тогда $\partial (H \bar{v}_c) / \partial x$ также будет постоянной величиной и может быть представлено в виде

$$d (H \bar{v}_c) = v_b dx. \quad (91)$$

При интегрировании выражения (91) получаем

$$H_x \bar{v}_{c,x} = H_0 \bar{v}_{c,0} + v_b x. \quad (92)$$

В качестве самого первого приближения примем, что скорость v_c изменяется с глубиной по линейному закону:

$$v_{c,z} = (z/H) v_{c,H}, \quad (93)$$

а также, следуя за В. В. Поликарпочкиным, что скорость движения рыхлого материала на дневной поверхности остается постоянной на протяжении всего склона, и, следовательно, сохраняется неизменной и средняя скорость:

$$\bar{v}_c = v_{c,H}/2 = \text{const.} \quad (94)$$

При этом условии градиент увеличения мощности вниз по склону $a = v_s/v_c$. При отсутствии рассеяния продуктов разрушения рудного тела в рыхлых образованиях в любом сечении ниже выхода рудного тела должно соблюдаться равенство:

$$(\bar{v}_c H)_{x=l_p} = \Delta H \bar{v}_c, \Delta H, \quad (95)$$

коль скоро материал, поступающий с верхней (безрудной) части склона, должен располагаться выше «рудного слоя» в рыхлых образованиях и при установившемся процессе проходить в единицу времени через сечение ΔH .

Подставляя в это равенство соответствующие выражения из формул (90)—(93) и решая его относительно z , получаем

$$z = (H_0 + ax) \sqrt{\frac{x - l_p}{x + H_0/a}}, \quad (96)$$

т. е. уравнение для рудного слоя в рыхлых образованиях.

Начиная с $x \geq (l_p + 20H_0)$ в первом приближении можно принять положение верхней границы рудного слоя в рыхлых образованиях параллельным дневной поверхности, залегающим на глубине

$$\Delta H = 0,7al_p + 0,5H_0. \quad (97)$$

Отсюда следует, что при глубине отбора проб $< \Delta H$ на пологом придолинном склоне ореол рассеяния может фиксироваться лишь за счет наличия рассеяния вещества по оси z . Если считать, что величина рассеяния прямо пропорциональна времени нахождения обломков рудного тела в рыхлых образованиях, то

$$\sigma = k_1^* T, \quad (98)$$

где $T = z/v_s$ для первой модели (крутой склон) и $T = \Delta x/v_c$ для второй (пологий склон).

При равенстве k_1^* для обеих моделей получаем $k_1^* = k_1 v_s$, что при подстановке в формулу (98) дает

$$\sigma_{\Delta x} = k_1 (v_s/v_c) \Delta x, \quad (99)$$

где k_1 и v_3 — коэффициент рассеяния и скорость эрозии на крутом склоне; \bar{v}_c — скорость сползания рыхлых образований на пологом склоне; Δx — расстояние от рудного тела по оси x ($\Delta x = x - l_p$).

В самом первом приближении будем считать $v_3 = v_b$, тогда

$$\sigma_{\Delta x} = k_1 a \Delta x, \quad (100)$$

где $a = v_b / \bar{v}_c$ — градиент изменения мощности на пологом склоне.

При этом допущении мы явно занижаем коэффициент рассеяния на пологом склоне, поскольку скорость эрозии на крутом склоне v_3 всегда больше скорости выветривания коренных пород на пологом.

Используя зависимости (97) и (100), можно определить, на каком расстоянии Δx от подножья пологого склона должно располагаться рудное тело заданной продуктивности с тем, чтобы у подножья склона был зафиксирован его открытый ореол рассеяния. Достаточно богатым рудным телом будем считать такое, которое при глубине залегания рудного слоя $\Delta H = t \sigma_{\Delta x}$ характеризуется на поверхности содержанием $C'_a = f(t) C_{p.c \max}$, где $f(t)$ — нормированная функция Гаусса; $C_a = C_{\Phi \epsilon^n}$. Тогда

$$\Delta x = \frac{1}{tk_1} \left(0,7l_p + \frac{0,5H_0}{a} \right). \quad (101)$$

Учитывая, что мощность рудного слоя $h_{p.c}$ связана с мощностью рудного тела h_p в коренном залегании соотношением $h_{p.c} = 0,7ah_p$ и что в отсутствии рассеяния средние содержания элемента в рудном теле и рудном слое должны быть одинаковыми, можно записать

$$M_{p.c} = 0,7aM_p. \quad (102)$$

При наличии рассеяния содержание элемента по оси рудного слоя будет

$$C_{p.c \max} = \frac{M_{p.c}}{2,5\sigma_{\Delta x}} = \frac{0,7aM_p}{2,5\sigma_{\Delta x}}. \quad (103)$$

Откуда после соответствующих подстановок можно получить

$$M_p = \frac{2,5C_a}{tf(t)} \left(l_p + 0,7 \frac{H_0}{a} \right). \quad (104)$$

Иначе говоря, рудные тела с продуктивностью M_p , оцениваемой по формуле (104), расположенные на расстоянии от подножья пологого склона не меньшем чем Δx , определяемом из выражения (101), будут сопровождаться открытыми ореолами рассеяния. По формуле (104) можно оценить минимальную продуктивность рудных тел, при которой на пологом склоне будут формироваться только закрытые шлейфообразные ореолы рассеяния, что соответствует условиям $l_p = 0$, $C_{p.c \max} = 2C_a$, т. е. $t = 1,2$ и $f(t) = 0,5$:

$$M_p \leq 3C_a H_0 / a. \quad (105)$$

Наиболее уязвимым местом в принятых выше допущениях является оценка величины рассеяния вкrest рудного слоя на плоском склоне. К сожалению, никаких экспериментальных данных по этому вопросу пока нет. Кроме того, при выводе соотношения (104) предполагается, что процесс формирования рыхлых образований на плоском склоне идет плавно и непрерывно, тогда как фактически в какие-то промежутки времени может наблюдаться либо резкое увеличение \bar{v}_c и падение v_b до нуля, либо,

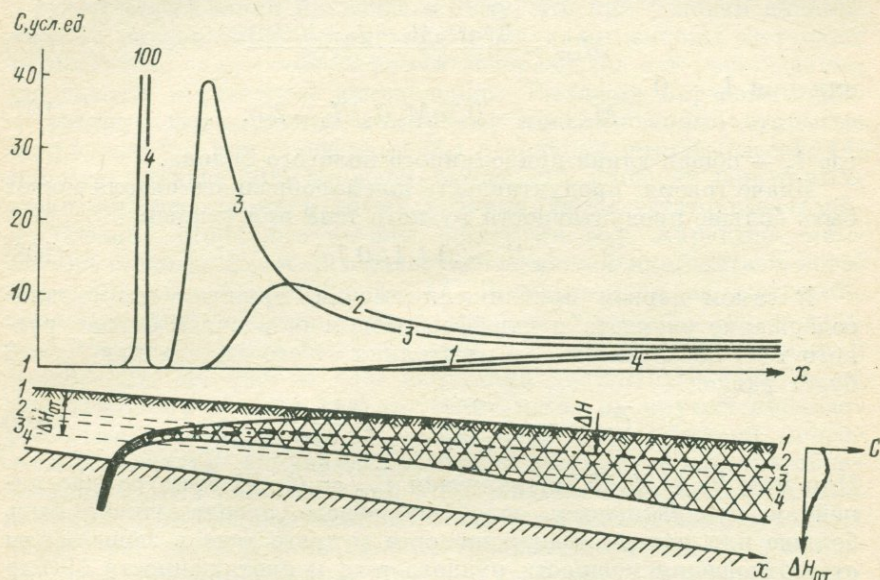


Рис. 49. Вертикальный разрез шлейфообразного остаточного ореола рассеяния и графики содержаний элементов при различной глубине отбора $\Delta H_{от}$.

напротив, увеличение v_b и уменьшение \bar{v}_c . В первом случае весь пологий склон может быть покрыт рыхлыми образованиями, принесенными с крутой части склона, во втором — процесс формирования рыхлых образований на пологом придолинном склоне будет близок к рассмотренному ранее процессу формирования на крутом приводораздельном.

На рис. 49 приведены вертикальный разрез шлейфообразного остаточного ореола рассеяния и графики содержаний элемента при различной глубине отбора проб. Как это следует из графиков, использовать продуктивность ореола для оценки продуктивности рудного тела практически в какой-то мере можно лишь при глубине отбора проб, при которой четко фиксируются верхняя и нижняя границы ореола ($> \Delta H$). При глубине отбора проб, равной глубине залегания рудного слоя, график содержаний элемента

имеет достаточно четко выраженный максимум, сопровождающийся шлейфом в нижней части склона. С уменьшением глубины отбора проб при прочих равных условиях точка максимума смещается все дальше от рудного тела и максимум становится все менее четким.

Следует отметить, что линейная продуктивность шлейфообразного остаточного ореола рассеяния крутопадающего маломощного рудного тела ($h_p \leq H_0$) при глубине отбора проб ΔH может быть весьма приближенно подсчитана по формуле

$$M_{\text{шл}} = \frac{0,7aM_p [l_3 - (l_p + 20H_0)]}{2(0,7al_p + 0,5H_0)} \quad (103)$$

или при $l_p = 0$

$$M_{\text{шл, max}} = 0,7aM_p (l_3/H_0 - 20), \quad (107)$$

где l_3 — общая длина придолинного пологого склона.

Иначе говоря, продуктивность шлейфообразного ореола может быть больше продуктивности рудного тела при условии

$$l_3/H_0 \geq 20 + 1/(0,7a). \quad (108)$$

В самом первом приближении можно принять, что среднее содержание элемента в шлейфообразном остаточном ореоле рудного тела на значительном расстоянии от его выхода при $l_p = 0$ будет равно

$$\bar{C}_{\text{ор}} = \frac{M_p \cdot 0,7a}{h_p \cdot c + 2\Delta H} = \frac{C_p h_p \cdot 0,7a}{0,7a h_p + H_0}. \quad (109)$$

Или при $h_p \gg H_0/(0,7a)$ получаем $\bar{C}_{\text{ор}} = C_p$. В этом случае линейная продуктивность шлейфообразного ореола может быть больше или меньше продуктивности рудного тела в зависимости от соотношения мощности рудного тела и протяженности ореола до подножия склона:

$$M_{\text{шл}}/M_p = (l_3 - 20H_0)/h_p. \quad (110)$$

Приведенные выше весьма приближенные формулы свидетельствуют о том, что продуктивность шлейфообразных остаточных ореолов, как правило, не должна превышать продуктивности рудных тел и при достаточной глубине отбора проб ($\geq \Delta H$) с учетом протяженности пологого склона и местоположения ореола на склоне можно для приближенных оценок использовать коэффициент продуктивности ореолов с учетом установленных выше зависимостей.

Протяженность пологих придолинных склонов зависит от многих факторов и может колебаться в сравнительно широких пределах (от первых десятков до многих сотен метров). Так же в широких пределах колеблется и соотношение длин крутых приводораздельных и пологих придолинных склонов, причем, как это показано на рис. 44, с течением времени относительная и абсолютная протяженность пологих придолинных участков склонов возрастает.

Характерной особенностью для мерзлотных районов является асимметрия склонов. В районах с островной мерзлотой на склонах южной экспозиции развиты крутые приводораздельные участки l_2 , северной экспозиции — пологие придолинные l_3 . В связи с «бронированием» влиянием многолетней мерзлоты, сковывающей рыхлые образования, на северных склонах угол наклона придолинных участков склона l_3 более крутой, нежели на южных. Различная скорость выветривания коренных пород, сползания и эрозии рыхлых образований приводит к тому, что при условии динамического равновесия выветривания и денудации склоны отступают параллельно самим себе, а линии водоразделов и тальвеги долин смещаются в северном направлении. Рыхлыми образованиями, в которых формируются остаточные унаследованные открытые надрудные (l_1) или смещенные (l_2) вторичные ореолы рассеяния, покрыто порядка 30% площади, свыше 50% площади занято рыхлыми образованиями, в которых формируются остаточные шлейфообразные вторичные ореолы рассеяния (l_3). Характер асимметрии склонов в районах развития сплошной многолетней мерзлоты (Якутия, Северо-Восток СССР) изменяется на обратный: склоны южной экспозиции более пологие, северной — более крутые, что объясняется более быстрой денудацией склонов южной экспозиции, но уже за счет сползания деятельного слоя, а не поверхностной эрозии, как это имеет место на крутых приводораздельных склонах южной экспозиции при отсутствии многолетней мерзлоты. На склонах северной экспозиции рыхлые образования в этих районах часто представлены крупнообломочными осыпями. Для районов сплошного развития многолетней мерзлоты характерно преобладание склонов придолинного типа l_3 , а следовательно, шлейфообразных ореолов рассеяния, формирующихся по второй из рассмотренных выше двух моделей.

В районах с теплым климатом асимметрия склонов наблюдается значительно реже и в зависимости от влажности климата, расчлененности рельефа и времени его формирования соотношение площадей, представленных различными участками склонов — ($l_1 + l_2$) и l_3 , может изменяться в различных пределах [13]. Так, в районах с аридным климатом и расчлененным молодым рельефом наиболее широким развитием пользуются склоны ($l_1 + l_2$); в районах с гумидным климатом и слаборасчлененным дряхлым рельефом большую площадь могут занимать склоны l_3 .

4.4.2. Наложенные ореолы рассеяния

Распределение концентраций в жидкой и твердой фазах вторичного наложенного ореола рассеяния рудных тел простейшей формы, которые могут быть аппроксимированы точечным источником, линейным источником, вертикальным пластом конечной мощности и полубесконечным пространством, рассматривается

в работах ряда авторов [38, 42]. В большинстве работ исследователями описывается распределение концентраций в жидкой фазе в стационарном случае и при кинетике взаимодействия элемента с твердой фазой по типу неравновесной необратимой сорбции. Это позволяет приближенно при больших, но конечных временах с начала процесса оценить концентрацию в твердой фазе, которая пропорциональна концентрации в жидкой фазе и времени в области, далекой от предела насыщения твердой фазы.

Одно из возможных решений задачи для диффузионных ореолов в аллохтонных отложениях конечной мощности рассмотрено О. Ф. Путиковым (1969 г.). В основу положено решение дифференциального уравнения

$$\Delta^2 C' - \frac{\kappa}{D} C' = 0, \quad (111)$$

т. е. уравнение материального баланса элемента с концентрацией C' в жидкой фазе в среде с коэффициентом диффузии D и коэффициентом поглощения элемента твердой фазой κ . В конечном виде получена формула для расчета ореолов рассеяния от точечного, линейного и пластообразного рудных тел, в процессе окисления которых количество вещества Q_0 , выделяемого в единицу времени единицей длины или площади рудного тела («мощность источника»), остается постоянным. Таким образом, для расчета наложенного диффузионного вторичного ореола рассеяния элемента в твердой фазе необходимо знать такие параметры, как Q_0 , D , κ , t , сколько-нибудь надежное определение которых практически весьма затруднительно. Тем не менее полученные зависимости позволяют решать многие задачи в относительном плане, т. е. оценивать изменение глубинности метода, видимых размеров ореола, содержания элемента в центре ореола и т. д. в зависимости от мощности рудных тел и перекрывающих аллохтонных образований при прочих равных условиях (D , κ , t), характерных для данной обстановки. В частности, анализ полученных формул показывает, что при установившемся процессе содержание элемента в ореоле достигает предельно возможного начиная с мощности рудного тела жильной формы h_p , превышающей мощность аллохтонных отложений H в 4 раза, при $H < h_p < 4H$ график содержания имеет плоский максимум. При $h_p < H$ действует принцип эквивалентности: характер графика и содержание элемента в центре ореола не зависят от мощности пласта, а определяются лишь количеством элемента, поступающего в раствор в единицу времени с единицы длины рудного тела, т. е. от продуктивности источника.

Для расчета диффузионных наложенных вторичных ореолов рассеяния в случае неустановившегося процесса, когда концентрация элемента в жидкой и твердой фазе зависит от времени формирования ореола t , Р. И. Дубовым [58] был предложен численный

метод, названный им «композиционным методом сеточного моделирования» (использование его требует применения ЭВМ).

Фактически содержание элемента в жидкой фазе в верхней части рудного тела по мере развития зоны окисления не остается постоянным, а суммарная продуктивность ореола определяется не столько временем формирования его, сколько интенсивностью и глубиной зоны окисления рудного тела. Получить строгие аналитические решения задачи с учетом миграции элементов в зоне окисления, по-видимому, возможно лишь для простейших случаев. Применение композиционного метода сеточного моделирования в этом случае возможно, однако надежность решений, естественно, будет определяться погрешностью оценки исходных параметров в несколько сотен процентов. Не меньшую точность при расчетах можно получить по приближенным формулам, в основу вывода которых положены допущения о линейных зависимостях распределения концентраций в ореоле и наличии тесной связи между продуктивностью ореола и изменением продуктивности рудного тела в зоне окисления. Последнее условие позволяет избавиться от определения времени формирования ореола, которое оценивается с весьма большой погрешностью.

Для наложенного ореола от рудного тела жильной формы на любой момент времени можно записать

$$Q_{ор} = aQ_{в} = ah_p H_3 (C_p - C_{ок}), \quad (112)$$

где $Q_{ор}$ — продуктивность ореола в вертикальном сечении, $м^2 \cdot \%$; $Q_{в}$ — изменение продуктивности зоны окисления рудного тела, $м^2 \cdot \%$; a — доля элемента, идущая на формирование ореола; h_p , H_3 — мощность рудного тела и глубина зоны окисления; C_p , $C_{ок}$ — содержание элемента в первичных и окисленных рудах.

В силу тех или иных процессов в рыхлых отложениях наблюдается переход элемента в твердую фазу C с различной скоростью, при этом существует предельное значение C_{max} . Указанное условие соблюдается при наличии, например, зависимости вида

$$C = C_{max} (1 - e^{-\kappa C' t}), \quad (113)$$

которая характерна, в частности, для процесса необратимой реакции второго порядка. Скорость реакции определяется величиной коэффициента κ , который может меняться от 0 до ∞ .

На рис. 50 изображены графики концентраций элемента в твердой фазе наложенного ореола рассеяния над полупространством при $\kappa \ll 1$ и $\kappa \rightarrow \infty$, которые в первом приближении можно аппроксимировать линейными зависимостями, как это показано штриховыми линиями. Тогда протяженность (l_1 и l_2) наложенного ореола над полупространством можно определить из выражений

$$l_1 = aH_3 \frac{C_p - C_{ок}}{C_{max}} \text{ при } \kappa \rightarrow \infty; \quad (114)$$

$$l_2 = 2aH_3 \frac{C_p - C_{ок}}{C_{max}} \text{ при } \kappa \ll 1. \quad (115)$$

Аналогичным образом размеры наложенного ореола от линейного источника можно определить из выражений

$$\frac{\pi r_1^2}{2} C_{\max} = ah_p H_3 (C_p - C_{\text{ок}}) \text{ при } \kappa \rightarrow \infty; \quad (116)$$

$$\frac{\pi r_2^2}{6} C_{\max} = ah_p H_3 (C_p - C_{\text{ок}}) \text{ при } \kappa \ll 1, \quad (117)$$

откуда следует:

$$r_1 = \frac{r_2}{\sqrt{3}} = \sqrt{\frac{2ah_p H_3 (C_p - C_{\text{ок}})}{\pi C_{\max}}}. \quad (118)$$

Используя приведенные выше зависимости, можно определить такие параметры, как линейная продуктивность, эффективная

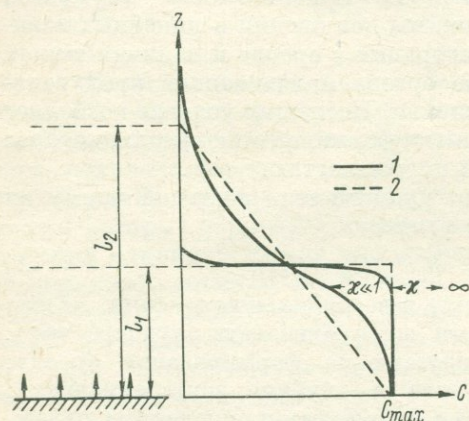


Рис. 50. Графики концентраций элемента в диффузионном наложенном ореоле рассеяния: теоретические (1) и приближенные по линейному закону (2).

ширина, содержание в центре ореола на горизонте опробования z , глубинность съемки и т. д. (по Е. М. Квятковскому и О. Ф. Путикову [57]).

Интересно отметить, что при некоторых соотношениях параметров рудного тела ($h_p, H_3, C_p, C_{\text{ок}}$) и ореола (C_{\max}, κ, a) линейная продуктивность ореола на горизонте опробования может оказаться большей, чем продуктивность окисленной части рудного тела и даже неокисленного рудного тела. Так, для случая $\kappa \ll 1$ при $C_p \gg C_{\text{ок}}$ и $z=0$

$$M_{\text{ор}} > M_{\text{р. ок}} \text{ при } 6aH_3 \frac{C_p}{C_{\text{ок}}} > \pi h_p \frac{C_{\text{ок}}}{C_{\max}}. \quad (119)$$

Рассмотренные выше зависимости можно использовать при большой мощности аллохтонных отложений.

При малой мощности аллохтонного покрова ($H < l_2$ или $H < r_2$) следует учитывать экранирующее влияние дневной поверхности в первом приближении по способу «зеркальных отображений», т. е. путем удвоения содержаний элемента вблизи границы раздела «Земля — воздух», но не более чем до C_{\max} , поскольку последнее условие должно выполняться в любых случаях.

Параметры $a, \kappa, C_{\max}, C_{\text{ок}}, H_3$, необходимые для решения прямой задачи, можно оценивать по эталонным объектам, хорошо изученным в конкретной типичной геологической и ландшафтно-геохимической обстановке. Наиболее трудно установить пара-

метры a и κ , для чего необходимо иметь в своем распоряжении хорошо изученные ореолы рассеяния над не менее хорошо изученными окисленными рудными телами.

Чисто диффузионные наложенные ореолы рассеяния встречаются, вероятно, сравнительно редко, коль скоро подземные воды с той или иной скоростью перемещаются из области питания в область разгрузки. Если предположить, что скорость фильтрации v имеет только одну горизонтальную составляющую по оси x , то распределение концентраций элемента в жидкой фазе наложенного ореола рассеяния от линейного источника, вытянутого по оси y , при установившемся процессе подчиняется уравнению

$$\frac{\partial^2 C'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 C'}{\partial z^2} - \frac{v}{D} \cdot \frac{\partial C'}{\partial x} - \frac{\kappa}{D} C' = 0, \quad (120)$$

решение которого приводится в работе О. Ф. Путикова (1969 г.).

Наличие фильтрации вод приводит к весьма значительному смещению максимума концентраций, причем с удалением горизонта опробования от поверхности коренных пород максимум становится все более и более расплывчатым. При конечной мощности аллохтонных отложений концентрация элемента в ореоле на достаточном удалении от рудного тела практически становится постоянной по всей мощности отложений, тогда как при $H \rightarrow \infty$ наблюдается уменьшение содержаний с ростом z .

Однако в природе имеются случаи, которые впервые описал Н. Ф. Майоров [19], когда при весьма значительных скоростях фильтрации смещение максимума наложенного ореола не наблюдается. Для объяснения такого явления Н. Ф. Майоровым предложена гипотеза о формировании так называемых «пленочных ореолов», согласно которой в рассмотрение вводится кроме твердого пористого скелета и подвижной жидкости в нем как третья среда пленка связанной с твердым скелетом жидкой фазы. В этой пленке диффузия элемента будет происходить независимо от наличия фильтрации жидкой фазы в пористой среде. Таким образом, для построения количественной модели следует считать, что в свободной жидкости изменение концентраций элемента может происходить благодаря диффузии, конвекции и взаимодействию с пленочной жидкостью, а в пленочной жидкости — благодаря диффузии и взаимодействию со свободной жидкостью и твердым скелетом. При этих условиях можно составить систему уравнений, решение которой показывает принципиальную возможность существования надрудных наложенных ореолов при больших скоростях фильтрации грунтового потока (по Е. М. Квятковскому и О. Ф. Путикову [57]). Более того, как это следует из анализа полученных формул, при изменении скорости фильтрации от 0 до ∞ наблюдается смещение максимума содержаний в твердой фазе вначале по направлению скорости фильтрации, а затем обратно.

Возможно, что график концентрации у дневной поверхности при некоторых промежуточных значениях v будет иметь два максимума. Выявление указанной зависимости, которая существенно дополняет представления о процессах формирования диффузионно-фильтрационных наложенных ореолов рассеяния, имеет практическое значение при интерпретации наложенных ореолов рассеяния. Если принять, что проницаемость коренных пород равна нулю и выносимые из зоны окисления элементы идут на формирование вторичных ореолов рассеяния в аллохтонных отложениях ($a = 1$), то путем сопоставления продуктивности ореола и окисленной части рудного тела можно прийти к выводу, что в условиях Кольского полуострова от 30 до 60% элемента, выносимого из зоны окисления, идет на формирование «пленочного ореола».

Подводя итог, можно отметить следующее. Для выяснения возможного характера распределения химических элементов во вторичных ореолах рассеяния в зависимости от различных условий их формирования необходимо привлекать достаточно строгие решения дифференциальных уравнений материального баланса вещества и кинетики процесса. При этом оказывается возможным даже при неизбежной сильной идеализации процесса формирования выяснить взаимодействие различных факторов и понять главные особенности в распределении концентраций химических элементов в ореолах рассеяния при различных условиях.

С достаточной для практики точностью для определения основных параметров ореолов рассеяния можно использовать приближенные формулы, опирающиеся главным образом на аппроксимацию сложных функций распределения элементов в ореолах линейными зависимостями и применение эмпирически установленных коэффициентов различного рода. Определение коэффициентов проводится на хорошо изученных эталонных природных объектах.

Естественно, что при использовании количественных расчетов необходимо учитывать реальную геологическую обстановку и в первую очередь различного рода геохимические барьеры, резко нарушающие идеализированную картину формирования вторичных ореолов рассеяния.

Количественные расчеты вторичных ореолов рассеяния показывают, что даже при самых благоприятных условиях их формирования можно рассчитывать на обнаружение открытых ореолов лишь от среднепогребенных (≤ 100 м) крупных месторождений. Мелкие месторождения и рудопроявления сопровождаются открытыми ореолами рассеяния, как правило, при мощности рыхлых образований не более 10 м, а при неблагоприятных условиях могут быть пропущены при поверхностной литохимической съемке при мощности до 1 м и менее.

4.5. ПРИМЕРЫ ИЗ ПРАКТИКИ

4.5.1. Общий обзор

Литохимические методы поисков рудных месторождений по их вторичным ореолам рассеяния были предложены в 1932 г. Н. И. Сафроновым в качестве прямых методов разбраковки многочисленных геофизических аномалий перед постановкой на них горно-буровых работ. До 1946—1947 гг. в таком плане эти методы и применялись весьма успешно в пределах известных рудных полей и месторождений.

Однако наиболее полно высокая геологическая эффективность литохимических методов проявилась только с момента перехода к площадным мелкомасштабным поисковым работам на больших площадях, которые были начаты впервые в 1948 г. С. Д. Миллером в Центральном Казахстане, в 1950 г. О. А. Савадским в Восточном Забайкалье, затем в других рудных районах СССР. Работы эти проводились вначале силами геофизических партий и экспедиций, а с 1955 г. были включены как обязательные в состав работ геологосъемочно-поисковых партий. В 1956 г. в Москве было создано Первое всесоюзное совещание по геохимическим методам поисков рудных месторождений, на котором были подведены итоги и намечены пути дальнейшего развития литохимических методов поисков месторождений по их вторичным ореолам рассеяния [29]. Большую роль в развитии теоретических основ литохимических методов поисков рудных месторождений по их вторичным ореолам рассеяния сыграли работы А. П. Соловова [92 и др.].

Начиная с 1959—1960 гг. наряду с литохимическими поисками по открытым ореолам рассеяния все шире внедряются в практику так называемые глубинные литохимические поиски по закрытым (погребенным) вторичным ореолам рассеяния в связи с началом исследований в основных рудных районах страны (Казахстан, Забайкалье, Алтай и др.) площадей, перекрытых чехлом аллохтонных отложений мощностью до 100 м. Опыт работ по глубинным поискам обобщен в двух сборниках статей [36, 37], вышедших под редакцией А. Н. Еремеева и А. П. Соловова.

В развитии теоретических основ литохимических методов поисков по вторичным ореолам рассеяния рудных месторождений большую роль сыграли труды А. И. Перельмана по геохимии ландшафта (1966 г.) и геохимии эпигенетических процессов [69]. В последние годы практически во всех рудных районах страны ведутся работы по составлению ландшафтно-геохимических карт различных масштабов как основы для планирования литохимических поисков и интерпретации результатов поисков.

В начале 1968 г. организованный при ИМГРЭ как головной организации Министерства геологии СССР по геохимическим методам поисков рудных месторождений Межведомственный совет по проблеме «Научные основы геохимических методов поисков

месторождений полезных ископаемых» провел I сессию в Алма-Ате, посвященную всестороннему обсуждению вопросов методики литохимических поисков рудных месторождений по их гипергенным ореолам и потокам рассеяния [50].

Состояние, результаты и перспективы дальнейшего развития литохимических методов поисков по вторичным ореолам рассеяния можно проиллюстрировать на примере Казахстана как наиболее хорошо изученном этими методами рудном районе. За период с 1947 по 1968 г. отобрано и проанализировано более 60 млн. проб при поисках по открытым и 0,8 млн. проб при глубинных поисках по погребенным вторичным ореолам рассеяния. На 1969 г. съемками масштабов 1 : 200 000 и 1 : 100 000 исследовано 53 тыс. км², 1 : 50 000 — 600 тыс. км², 1 : 10 000 и крупнее — 40 тыс. км² и открыто более 20 новых месторождений цветных и редких металлов; выявлены новые рудные районы и сотни перспективных участков, заслуживающих постановки разведочных работ. На 1969 г. на территории Казахстана оставалось всего 100 тыс. км² площадей, доступных для поисков по открытым вторичным ореолам рассеяния. Опоскованность закрытых площадей с мощностью рыхлых образований от 10 до 100 м характеризовалась следующими цифрами: из общей площади 522 тыс. км² всего 25 тыс. км² исследовано по редкой сети скважин (до 4 × 2 км), пробуренных с целью геологического картирования. Надежность этих работ весьма невелика. Специальные глубинные съемки масштаба 1 : 100 000 (1000 × 100 м) выполнены на площади всего 500 км² и масштаба 1 : 25 000 и крупнее — на площади 50 км². Следует отметить, что в Казахстане мало внимания уделялось и уделяется поискам рудных месторождений по наложенным сорбционно-солевым ореолам рассеяния на закрытых площадях, хотя в соседних рудных районах (Урал, Узбекистан) именно это направление, а не глубинные литохимические поиски по остаточным ореолам рассеяния в древней коре выветривания получило большее развитие.

Первые упоминания о геохимических поисках рудных месторождений в зарубежной печати относятся к 1939 (Скандинавия) и 1945 гг. (США). Содержание иностранной практики в этой области отражено в монографии Х. Е. Хокса и Дж. С. Уэбба [98]. Судя по этой монографии, а также по материалам международных симпозиумов по геохимическим методам поисков (Торонто, 1970 г.; Лондон, 1972 г.) и обзорной статье А. А. Беуса [3], уровень развития и масштабы применения этих методов в СССР выше, нежели за рубежом.

Естественно, что эффективность литохимических методов поисков рудных месторождений во многом зависит от рационального комплексирования этих методов с другими. Наиболее полно вопросы рационального комплексирования литохимических и геофизических методов при поисках рудных месторождений рассмотрены в монографии В. И. Красникова [48] и в руководстве

по рудной геофизике, составленном коллективом авторов под редакцией В. А. Кличникова, А. П. Соловова и др. [17]. Красной нитью в этом руководстве проводится требование завершать работы на всех этапах подсчетом прогнозных запасов металлов в пределах выявленных рудных полей и месторождений, а проектирование работ вести с расчетом на выявление крупных объектов, сопровождающихся, как правило, соответственно крупными геофизическими и литохимическими аномалиями.

Практически в настоящее время литохимические методы успешно используются во всех рудных районах при поисках месторождений цветных и редких металлов (Pb, Zn, Cu, Ni, Sn, W, Mo, Ta, Li, Be, Co, As, Sb, Hg, Bi, TR, U, Th), благородных металлов (Au, Ag), неметаллических месторождений (B, F, P, алмазы, пегматиты). Общепринятым является деление литохимических съемок на два типа: поисковые и детальные (поисково-разведочные), каждый из которых характеризуется своими специфическими особенностями.

4.5.2. Поисковые литохимические съемки

В задачу поисковых литохимических съемок входит выявление всех рудных месторождений, представляющих практический интерес. Естественно, что речь может идти лишь о вскрытых эрозией месторождениях, сопровождающихся вторичными ореолами рассеяния, размеры и продуктивность которых в общем случае пропорциональны размерам и продуктивности месторождений в коренном залегании. Однако в силу тех или иных причин крупные месторождения подчас сопровождаются непропорционально малыми вторичными ореолами рассеяния, аналогичными многочисленным геохимическим аномалиям, не связанным с практически интересными объектами. Поэтому на стадии поисковых литохимических съемок большое значение имеют установление общих закономерностей в распределении литохимических аномалий на изучаемой площади, а также предварительная оценка аномалий с целью выбора участков для проведения детальных (поисково-разведочных) съемок в комплексе с другими методами исследования. Чаще всего поисковые литохимические съемки выполняются в масштабе 1 : 50 000 параллельно с геологосъемочными работами того же масштаба. Используя общие закономерности распределения рудных месторождений по классам крупности, а также зависимость средних содержаний элементов в рудах от их кларка в литосфере, можно показать, что масштаб 1 : 50 000 (сеть отбора проб 500 × 50 м) гарантирует при определенных условиях выявление всех крупных месторождений элементов, кларки которых выше 10⁻⁴%. Если принять, что запасы крупного месторождения $q_{кр} = n \cdot 10^8 C_k$ сосредоточены в одном рудном теле с соотношением размеров по простиранию L , падению l

и мощности h , равном $10 : 5 : 1$, то при среднем содержании в руде $C_p = 10 \sqrt{C_k}$, при плотности руды $2,5 \text{ т/м}^3$ получим

$$L = 2,7 \cdot 10^3 \sqrt[6]{C_k} \quad (121)$$

или при $C_k = 10^{-4}\%$ $L = 600 \text{ м}$.

Учитывая, что условия для расчета приняты достаточно жесткими, полученные линейные размеры крупного месторождения скорее минимальные, нежели средние. При сохранении подобия линейные размеры месторождений соседних классов, различающихся по запасам в 10 раз, будут различаться в $\sqrt[3]{10} = 2$ раза. Следовательно, для выявления в пределах исследуемой площади всех мелких месторождений или рудопроявлений (отдельных рудных тел), характеризующихся запасами, в $10^2 - 10^3$ раз меньшими, нежели крупные месторождения, потребуется проведение детальной съемки масштабов $1 : 10\,000 - 1 : 5\,000$.

Из соотношения (121) следует, что линейные размеры крупных месторождений элементов с различными кларками изменяются пропорционально $\sqrt[6]{C_k}$. Иначе говоря, поиски месторождений, например железа ($C_k = 5\%$) или фосфора ($C_k = 10^{-1}\%$), могут проводиться соответственно в масштабах $1 : 200\,000$ или $1 : 100\,000$, тогда как месторождения элементов с низкими кларками (например, золота, ртути, серебра и др., $C_k = 10^{-6} \div n \cdot 10^{-7}\%$) требуют проведения более детальных съемок ($1 : 25\,000$). Естественно, что при столь общем подходе к выбору масштабов поисковых литохимических съемок не учитываются специфические особенности морфологии и вещественного состава месторождений различных генетических типов, как и ландшафтно-геохимическая и геологическая обстановки района исследований. Эти особенности могут приводить к тому, что в ряде случаев поисковые литохимические съемки более рационально проводить в ином масштабе, нежели это следует из обобщенных оценок. Так, например, месторождения элементов, для которых характерны обогащенные руды (Cr, F, As, Sb, Hg и др.), в общем должны характеризоваться меньшими линейными размерами. Однако для этих же элементов запасы крупных месторождений относительно большие, что несколько компенсирует различия в линейных размерах месторождений элементов с нормальными и обогащенными рудами. В районах с ландшафтно-геохимической обстановкой, неблагоприятной для формирования интенсивных вторичных ореолов рассеяния, в ряде случаев целесообразно проводить поисковые съемки в более крупных масштабах.

Учитывая, что поисковыми съемками охватываются достаточно большие площади, в пределах которых могут быть встречены месторождения различных генетических типов, эффективность съемок будет при прочих равных условиях тем выше, чем на более широкий круг элементов анализируются пробы из рыхлых образований. При этом особый интерес должны представлять

элементы, характерные для надрудных первичных ореолов (Hg, F, As, Sb, Pb, Ba и др.). Как правило, элементный состав вторичных ореолов рассеяния в первом приближении соответствует элементному составу руд, что и используется при качественной оценке перспективности выявленных ореолов рассеяния с учетом характерной для эндогенных месторождений вертикальной зональности. Следует отметить, что подавляющее большинство выявленных при поисковой литохимической съемке аномалий относится к ореолам рассеяния рудопроявлений и лишь незначительное количество — к вторичным аккумуляциям элементов на различных геохимических барьерах, а также к так называемым «техногенным аномалиям». Число последних в рудных районах, вероятно, не превышает 5%, и их отбраковка не встречает особых затруднений при внимательном осмотре аномального участка в поле. В первую очередь это касается районов, где поиски ведутся по остаточным ореолам рассеяния. При поисках по наложенным (сорбционно-солевым) ореолам рассеяния количество аккумулятивных аномалий может быть значительно большим, особенно при неудачно выбранном горизонте отбора проб.

Сравнительно редкая сеть отбора проб при поисковой литохимической съемке (500×50 м) приводит к тому, что многие геохимические аномалии фиксируются двумя-тремя точками. Строго говоря, карты изоконцентраций элементов в этом случае отражают лишь качественную картину поля рассеяния, так как строятся путем использования приемов осреднения и экстраполяции данных, подчас недостаточно представительных. Учитывая, однако, что наиболее перспективными являются обычно крупные месторождения или рудные поля, протяженность которых во много раз превосходит протяженность отдельных рудных тел, различные способы осреднения и экстраполяции позволяют получить интересные данные структурно-металлогенического плана. При построении карт изолиний с использованием ЭВМ применяют способ скользящего окна, размеры которого должны выбираться с учетом характера поля рассеяния. Кроме карт изоконцентраций целесообразно по способу скользящего окна строить карты дисперсий или «изочастотностей» аномальных концентраций элемента. Однако построение моноэлементных карт изоконцентраций и дисперсий имеет смысл лишь по двум-трем ведущим рудным элементам для данного района. Поведение остальных элементов отражается на полиэлементных картах различного типа. Наиболее рационально составлять полиэлементные карты двух типов: суммы и отношений различных показателей. Карты изолиний ΣK_k или PK_k могут составляться либо для всех анализируемых элементов, либо для характерных для данного района групп элементов. При объединении в одну группу элементов с резко различными кларками можно рекомендовать построение карт мультипликативных аномалий (Л. Г. Галецкий и др. [25]), т. е. карт изолиний PK_k .

Независимо от того, какой из способов построения полиэлементных карт используется, получаемая при этом информация более четко и надежно отражает характер геохимического поля рассеяния. Вторичные ореолы рассеяния по интегральным параметрам (ΣK_k , PK_k , PC_i и др.) характеризуются большей контрастностью, большими эффективными размерами и меньшей относительной дисперсией, коль скоро при суммировании «сигналов» случайные отклонения в общем должны компенсироваться, тогда как закономерные усиливаться.

Карты отношений интегральных параметров ($\Sigma K_{ki}/\Sigma K_{kj}$, PK_{ki}/PK_{kj} и др.) позволяют выявить зональность в распределении ореолов на изучаемой площади. В общем случае, коль скоро группировка элементов произведена с учетом вертикальной зональности эндогенных месторождений, карты отношений интегральных параметров будут отражать уровень эрозионного среза рудоносных структур. При достаточно большой площади исследований, в пределах которой могут быть встречены различные генетические и промышленные типы эндогенных месторождений, прежде чем строить карты изолиний показателей зональности, следует, по-видимому, провести качественную расшифровку материала — выделить площади, характеризующиеся резко различными геохимическими спектрами или естественными геохимическими ассоциациями элементов.

В качестве примера можно привести проведенное А. Е. Ерембаевым и К. Б. Берембековым [50] районирование восточной части Зайлийского Алатау. Выявленные при поисковой литохимической съемке масштаба 1 : 50 000 вторичные ореолы рассеяния по соотношению коэффициентов концентраций цветных (Pb, Zn, Cu, Ag, Au, As) и редких (W, Sn, Mo, Bi, Nb, Ce, Y) металлов подразделены ими соответственно на две группы — полиметаллические и редкометалльные ореолы. В свою очередь полиметаллические и редкометалльные ореолы в зависимости от соотношения элементов в них подразделялись на типы «естественных геохимических ассоциаций рудных элементов (ЕГАРЭ)». По особенностям ЕГАРЭ вся исследуемая площадь была разделена на 10 районов, в пределах каждого из которых выделялись «рудные узлы». Пространственное распределение рудных узлов определяется конкретными геолого-структурными условиями, а распределение типов ЕГАРЭ внутри рудных узлов отражает зональность оруденения.

В качестве второго примера можно привести работы на южном склоне Кураминского хребта (С. В. Григорян, Л. Н. Овчинников [50]; И. Н. Резников, Г. Г. Гулиев [25]), где широко развиты полиметаллические месторождения с четко проявленной вертикальной зональностью: свинцово-серебряные руды с глубиной сменяются медно-висмутовыми, что позволяет для оценки уровня эрозионного среза использовать показатель зональности вида

$$v_3 = \frac{Ba + Pb + Ag}{Cu + Bi + Co}.$$

Площади с $v_3 > 10$ оцениваются при этом как перспективные на «слепое» оруденение; с $v_3 < 0,1$ — как глубокоэродированные и, следовательно, бесперспективные.

Интересные данные были получены в Комсомольском оловорудном районе, где по среднему относительному составу вторичных ореолов рассеяния устанавливается горизонтальная зональность рудопроявлений относительно малых интрузий гибридного состава, с которыми генетически связано оруденение, и оценивается уровень эрозионного среза.

Следует, однако, еще раз подчеркнуть, что при оценке литохимических ореолов рассеяния, выявленных при поисковых съемках масштаба 1 : 50 000, и выборе участков для проведения детальных (поисково-разведочных) литохимических съемок необходимо использовать не только параметры ореолов рассеяния (продуктивность, средние содержания, элементный состав, показатель зональности и др.), но и всю совокупность геолого-структурных, ландшафтно-геохимических, геофизических и других данных.

Поисковые литохимические съемки масштаба 1 : 50 000 по вторичным ореолам рассеяния в интенсивно денудированных районах с одноярусным строением могут использоваться для прогнозной оценки территории с точки зрения вероятности обнаружения в ее пределах месторождений различного типа и масштаба, выходящих на уровень эрозионного среза.

Оценка площадной продуктивности ореолов рассеяния по формуле

$$P = \sum k_2 C_a \Delta S, \quad (122)$$

где k_2 — коэффициент продуктивности ореола; C_a — аномальное содержание элемента в пробах; ΔS — площадь, приходящаяся на одну пробу, для достаточно большой площади съемки сохраняется постоянной при опробовании по равномерной сети различной плотности (от 20×10 до 2000×100 м). Объясняется это тем, что при достаточно большой площади поисков вероятность обнаружения проб с различными аномальными содержаниями сохраняется постоянной при достаточно большом количестве аномальных проб ($N_a > 100$), зависящем от коэффициента аномальности площади $a = S_a/S_\Sigma$ и густоты сети отбора проб ΔS . Минимальная площадь исследования S_Σ , для которой при данной густоте сети отбора проб ΔS сохраняется распределение аномальных содержаний, а следовательно, и суммарная площадная продуктивность P , может быть определена по формуле

$$S_\Sigma = N_a \Delta S / a. \quad (123)$$

Если принять, что $a = 0,01$ и $N_a = 200$, то при проведении съемки 1 : 100 000 по сети 1000×100 м ($\Delta S = 0,1$) получим $S_\Sigma = 1200$ км². Можно показать, что ошибка в оценке P_Σ при

этом условии не будет превышать 20%, если не принимать во внимание возможные колебания коэффициента разубоживания — обогащения ореолов на различных участках площади. Практически такого рода прогнозные оценки могут быть достаточно надежными лишь при $k_2 \geq 0,8$ для всей территории, т. е. при отборе проб из представительного горизонта, обеспечивающего достаточную точность количественных оценок.

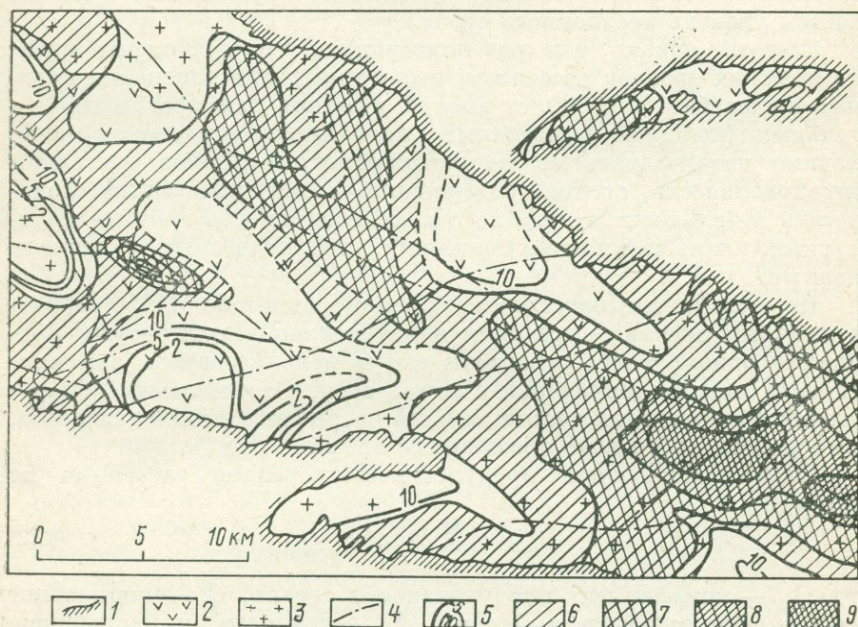


Рис. 51. Карта площадной продуктивности свинца одного из рудных районов Казахстана (А. П. Соловов и др., 1970 г.).

1 — кайнозойские отложения; 2 — верхнепалеозойский структурный этап; 3 — нижнепалеозойский и докембрийский структурные этажи; 4 — тектонические нарушения; 5—9 изолинии удельной площадной продуктивности, (т/м)/км² (5 — < 20, 6 — 20—50, 7 — 50—100, 8 — 100—200, 9 — > 200).

Коль скоро нам известно P_{Σ} для исследуемой территории, то можно, исходя из предположения о случайном положении уровня эрозионного среза и сохранении аналогичного характера оруденения до глубины H_p , подсчитать прогнозные глобальные запасы до этой глубины по известной формуле (130). Если по геологическим соображениям можно предполагать увеличение или уменьшение величины P_{Σ} на более глубоких уровнях среза, то, как отмечается в работе А. П. Соловова и др. (1970 г.), это может быть учтено путем введения дополнительного поправочного множителя. Далее, с учетом или без учета поправочного множителя за уровень эрозионного среза можно строить карты удельной продуктивности

в квадратных метрах-процентах или в запасах металла в тоннах на 1 м углубки на площади 1 км². В качестве иллюстрации на рис. 51 приведена карта удельной продуктивности свинцового оруденения одного из рудных районов Казахстана. При построении таких карт целесообразно использовать осредненные данные по способу скользящего окна, в пределы которого попало бы минимум два соседних профиля.

При известной суммарной продуктивности P_{Σ} исследуемой территории можно весьма ориентировочно оценить вероятное количество выходящих на уровень эрозионного среза крупных месторождений, если известно (исходя из общих закономерностей, рассмотренных выше, или конкретных статистических данных для данного или аналогичного региона) соотношение числа месторождений и площадных продуктивностей ореолов в соседних классах. Суммарная продуктивность оруденения на уровне эрозионного среза в рассматриваемом районе работ $1,24 \cdot 10^6$ м²·% или 31 160 т/м.

С учетом зависимостей, рассмотренных ранее, на исследуемой площади можно рассчитывать на обнаружение 1—2 крупных, 7—15 средних и 50—100 мелких месторождений свинца. Столь высокая плотность месторождений (1 крупное месторождение на ~800 км² площади), в 10—15 раз превышающая среднюю плотность месторождений на материках, может быть обусловлена расположением территории в пределах структурно-металлогенической зоны. Следует отметить, что речь идет здесь о геохимических, а не промышленных запасах. Наиболее перспективной площадью с точки зрения поисков выходящих на уровень эрозионного среза месторождений следует, естественно, считать юго-восточную часть территории.

4.5.3. Детальные (поисково-разведочные) литохимические съемки

Детальные (поисково-разведочные) литохимические съемки проводятся либо на перспективных участках, выявленных при поисковых съемках 1 : 50 000 масштаба, либо на флангах известных рудных полей. Решаемые задачи при детальных съемках: определение местоположения, формы и размеров, элементного состава, уровня эрозионного среза и прогнозных запасов отдельных рудных тел.

Наиболее уверенные результаты могут быть получены по остаточным унаследованным вторичным ореолам рассеяния в автохтонных образованиях. Шлейфообразные остаточные ореолы интерпретируются с большими трудностями. Что касается наложенных ореолов рассеяния в аллохтонных отложениях, то оценить по ним ожидаемые запасы практически невозможно, элементный состав рудных тел определяется менее надежно, местоположение, форма и размеры рудных тел устанавливаются более или менее

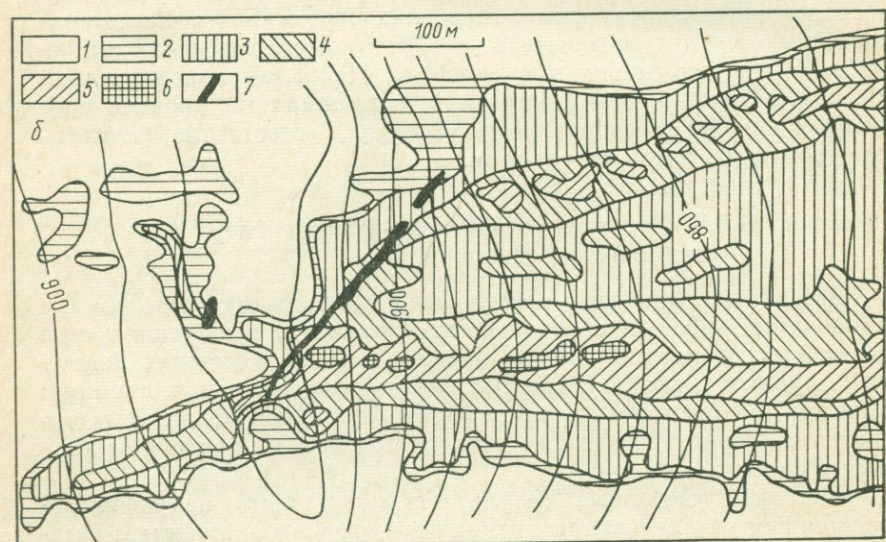
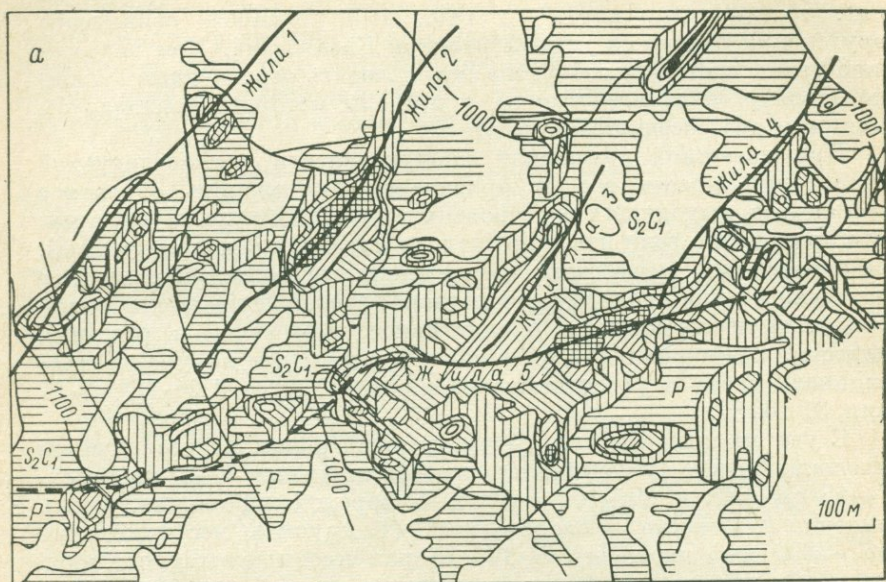


Рис. 52. Остаточные ореолы рассеяния унаследованного (а) и шлейфообразного (б) типа.

Месторождение: а — Курултыкенское; б — Поперечно-Зерентуйское.

Содержание свинца в ореоле, %: 1 — $< 0,003$, 2 — $0,003-0,01$, 3 — $0,01-0,03$, 4 — $0,03-0,1$, 5 — $0,1-0,3$, 6 — $0,3-1$; 7 — рудные тела.

уверенно лишь по унаследованным надрудным ореолам. Иначе говоря, детальные (поисково-разведочные) съемки наиболее рационально проводить по остаточным унаследованным ореолам рассеяния в автохтонных образованиях, что можно достичь путем перехода к глубинным съемкам.

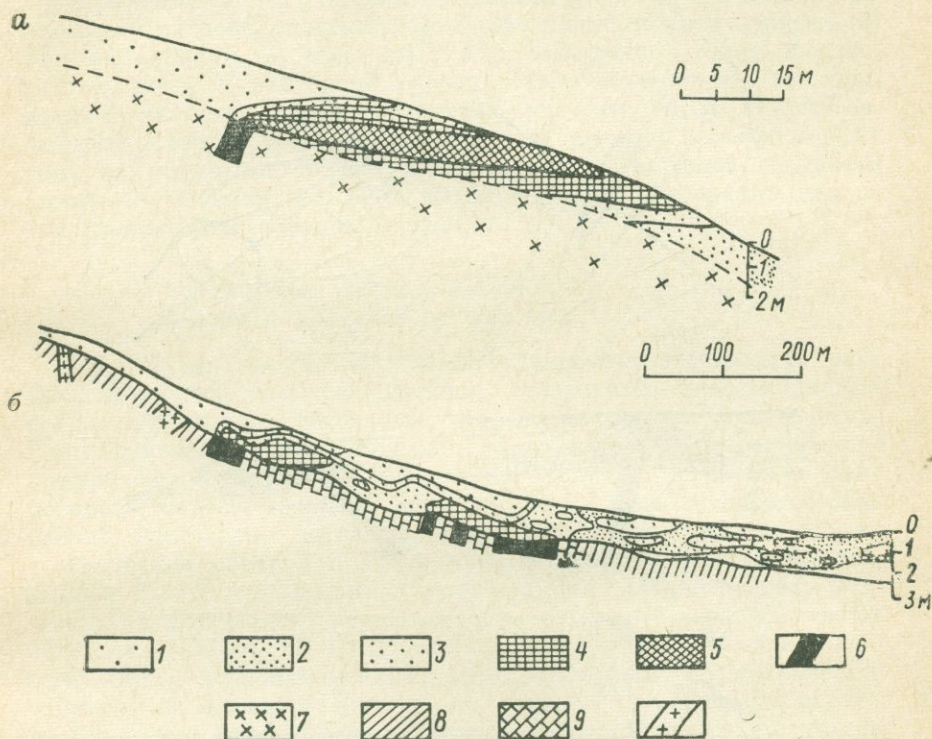


Рис. 53. Вертикальные разрезы остаточных ореолов рассеяния унаследованного (а) и шлейфообразного (б) типов (по В. В. Поликарпочкину, [54]).

Месторождение: а — Газимуро-Воскресенское; б — Спасское.

Содержание свинца в ореоле, %: 1 — $< 0,01$, 2 — $0,01-0,03$, 3 — $0,03-0,1$, 4 — $0,1-0,3$, 5 — $> 0,3$; 6 — рудные тела; 7 — андезиты, 8 — сланцы; 9 — известняки; 10 — дайки сиенита.

На рис. 52 приведены в качестве иллюстрации остаточные унаследованные и шлейфообразные ореолы рассеяния свинца двух полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья. На обоих участках мощность рыхлых образований не превышает 3 м. Морфология ореолов обусловлена характером рельефа: Курлтыкенское месторождение приурочено к водоразделу и выпуклым приводораздельным участкам склонов, Поперечно-Зерентуйское — к склону с четко выраженным перегибом, ниже которого и развивается шлейфообразный ореол.

На рис. 53 приведены типичные вертикальные разрезы остаточных унаследованных и шлейфообразных ореолов рассеяния

свинца двух других полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья: унаследованный ореол приурочен к выпуклому приводораздельному участку склона, шлейфообразный — к вогнутому, расположенному ниже достаточно отчетливого перегиба в рельефе.

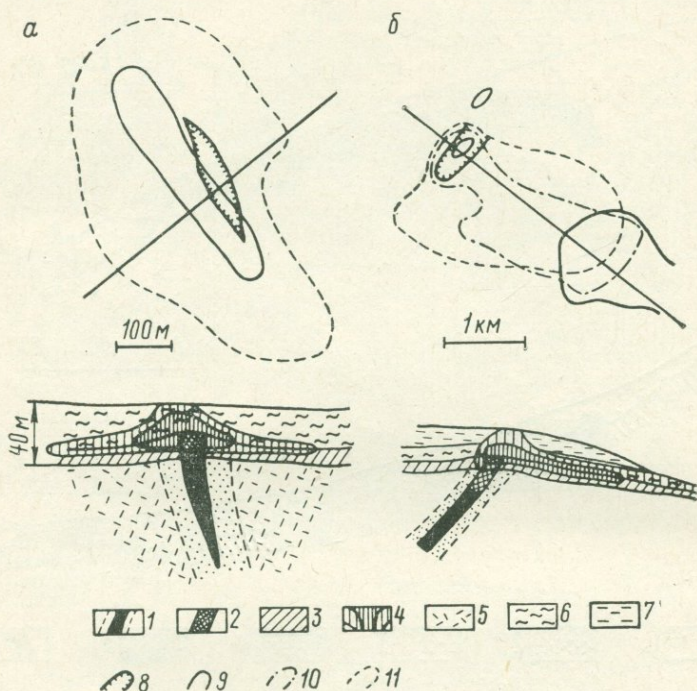


Рис. 54. Вторичные ореолы рассеяния медноколчеданных месторождений [44].

Месторождения: а — Мананское; б — Гайское.

1 — рудное тело и первичный ореол; 2 — зона окисления; 3 — кора выветривания; 4 — вторичный ореол рассеяния; 5 — альбитофиры и их туфы (PZ); 6 — конгломераты, песчаники, сланцы (J_2); 7 — пески и глины (KZ); 8 — проекция рудных тел на поверхность; 9—11 — вторичный ореол рассеяния в почвенном покрове (9), юрских отложениях (10) и в коре выветривания (11).

На рис. 54 приведены типичные вертикальные разрезы остаточных (в коре выветривания) и наложенных (в аллохтонных отложениях) надрудных (унаследованных) (а) и шлейфообразных (б) ореолов рассеяния медноколчеданных месторождений Южного Урала. Морфология наложенных ореолов определяется главным образом современной и древней гидрогеологической обстановкой. По Г. Н. Засухину и Л. А. Логиновой [44], на Южном Урале среднеюрские отложения являются особенно благоприятными для образования наложенных ореолов рассеяния, так как в послесреднеюрское время (по-видимому, в конце юры и начале раннего

мела) происходило формирование мощной каолиновой коры выветривания, охватившее как среднеюрские, так и нижележащие рудовмещающие палеозойские породы. Окисление колчеданных рудных тел привело к пропитыванию терригенно-осадочных среднеюрских пород рудными металлами и выводу геохимических аномалий на поверхность в результате капиллярного подъема (а) или фильтрации (б) подземных вод, омывающих окисляющееся рудное тело. Характерной особенностью колчеданных месторождений является наличие мощных зон вторичных кварцитов, которые образуют положительные формы древнего рельефа, в силу чего над рудными телами наблюдается уменьшение мощности рыхлых отложений, что приводит иногда к формированию открытых наложенных ореолов рассеяния.

Определение местоположения, формы и размеров рудных тел

Как указывалось выше, наиболее уверенные результаты могут быть получены при расшифровке остаточных унаследованных вторичных ореолов рассеяния, что можно показать на примере Курултыкенского месторождения (рис. 52, а). Месторождение приурочено к крупному широтному разлому, висячем боку которого развиты трещины оперения (результаты литохимической съемки достаточно четко отражают структуру рудного поля).

Смещение центров ореолов вниз по склону обычно не превышает 10—20 м и зависит от угла наклона дневной поверхности, мощности рыхлых отложений и других факторов. Статистическая обработка материалов по достаточно многочисленным полиметаллическим и редкометалльным месторождениям Восточного Забайкалья и Дальнего Востока показывает, что в самом первом приближении для склонов крутизной менее 20°, на которых мощность рыхлых элювио-делювиальных образований редко превышает 3—5 м, коэффициент сползания ореолов $k_{3\alpha}$, входящий в выражение $S_{\alpha} = k_{3\alpha}z$, может быть принят численно равным углу наклона дневной поверхности в градусах: $k_{3\alpha} = |\alpha^{\circ}|$ при отклонении от среднего $\varepsilon = 1,5$. Иначе говоря, для оценки величины сползания ореола можно пользоваться формулой $S_{\alpha} = |\alpha^{\circ}| \cdot 1,5 \pm 1H$.

Вторым приближением при оценке величины сползания ореола можно считать рассмотренную ранее зависимость (84), преобразующуюся при $z = H$ и $m \ll H$ к виду $S_{\alpha} = AH^3 \operatorname{tg} \alpha$, использование которой требует оценки параметра A по эмпирическим материалам, как и $k_{3\alpha}$. Для более уверенной оценки S_{α} целесообразно использовать геофизические методы разведки, особенно магниторазведку в комплексе с так называемой капаметрической съемкой.

Коэффициент рассеяния k_1 , входящий в выражение (64) и др., для остаточных унаследованных ореолов рассеяния

полиметаллических и редкометалльных месторождений Забайкалья и Дальнего Востока в первом приближении может быть принят равным 4 при $\epsilon = 1,5$. Значения k_1 для различных элементов

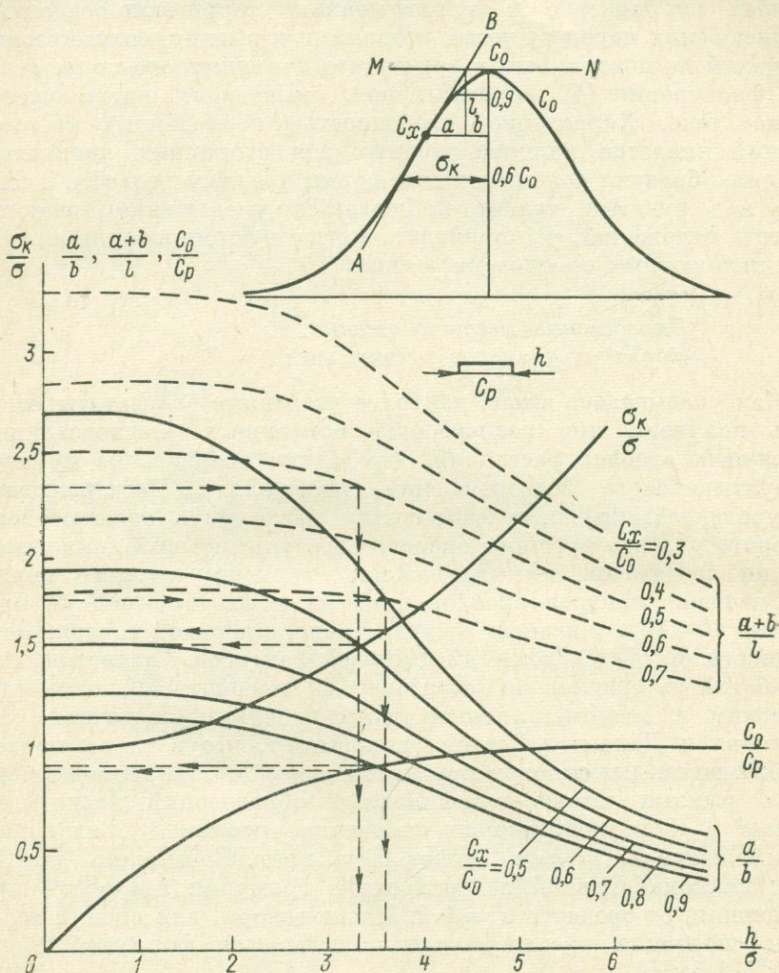


Рис. 55. Номограмма для интерпретации вторичных остаточных ореолов рассеяния по способу касательных a/b и отношения полуширины ореола $(a + b)/l$.

в одном и том же ореоле различаются тем больше, чем более существенную роль играют процессы солевого рассеяния при формировании этих ореолов. Располагая элементы в порядке убывания k_1 , можно составить ряд подвижности, который для условий Восточного Забайкалья имеет вид $Zn > Mo > As > Cu > Pb > W > Sn$, причем отношение $k_{1Zn} : k_{1Sn}$ не превышает 1,5. Зна-

чения k_1 для различных элементов в одном ореоле обычно колеблются в меньших пределах, нежели для одного и того же элемента в разных ореолах, расположенных даже в одном рудном поле, но в неодинаковых элементарных ландшафтах. Приведенные выше цифры получены при статистической обработке многих десятков ореолов рассеяния в элювио-делювиальных образованиях мощностью от 0,5 до 3—4 м.

Определение σ ореола, мощности рудного тела и содержания в нем элемента может быть осуществлено с помощью палеток или номограмм. Палетки представляют собой набор семейств теоретических кривых вторичных ореолов рассеяния, рассчитанных по формуле (67). Недостатком этого способа является необходимость интерполяции между соседними палетками и кривыми на палетке, что приводит к неоднозначности решения при сходном характере интерпретируемых кривых.

Номограмма для интерпретации ореолов (рис. 55) построена с учетом использования некоторых зависимостей, полученных путем соответствующей графической обработки теоретических кривых. На рис. 55 стрелками показан ход интерпретации ореола по номограмме двумя способами: касательных a/b и полуширины ореола $(a + b)/l$. Однозначная интерпретация ореолов по номограмме, впрочем как и по палеткам, возможна лишь при условии, когда $h_p/\sigma \geq 1$, так как для пластов меньшей мощности действует принцип эквивалентности (форма графика не зависит от мощности пласта).

При интерпретации вторичных ореолов по палеткам и номограмме иногда наблюдаются значительные расхождения с данными разведочных работ, что объясняется неравномерным распределением металла в рудном теле, наличием раздувов и пережимов, редкой сетью отбора проб (10 м). Более надежно оцениваются длина рудного тела и значения параметра рассеяния σ .

Описанные выше приемы количественной оценки рудных тел непригодны при расшифровке шлейфообразных остаточных или наложенных ореолов рассеяния. Определение местоположения, формы и размеров рудных тел по их шлейфообразным ореолам рассеяния возможно лишь при условии всестороннего учета особенностей формирования рыхлого покрова в конкретной ландшафтной обстановке и данных геофизических методов разведки.

Определение вещественного состава и уровня эрозионного среза

В основу решения задачи определения вещественного состава рудных тел по их вторичным ореолам рассеяния можно положить принцип сравнения отношений средних аномальных содержаний элементов (или продуктивностей) во вторичном ореоле и рудном теле:

$$\left(\frac{C_i}{C_0}\right)_{\text{ор}} = k_4 \left(\frac{C_i}{C_0}\right)_p, \quad (124)$$

где k_4 — коэффициент ореольной миграции элемента.

Коэффициент ореольной миграции элементов k_4

Отношения содержа- ний	Sn	W	Co	Cu	Zn	Pb	Bi	As	Ag	Sb
Ореол/зона окисления	0,85	3,3	0,9	9,0	11,0	1	0,72	1,5	2,3	4,0
Ореол/первичные руды	0,6	1,8	0,7	1,1	0,8	1	2,4	3,0	1,6	2,0

Колебания значений k_4 по отдельным сечениям рудных тел достаточно велики ($\varepsilon = 2$), что, по-видимому, связано с неравномерностью распределения металлов в рудных телах. Естественно, что при использовании средних содержаний элементов по площади ореола и рудного тела значения k_4 становятся более устойчивыми, причем ε зависит от числа сечений, вошедших в подсчет. Для оценки вещественного состава первичных руд необходимо иметь в своем распоряжении аналогичные переходные коэффициенты от зоны окисления к первичным рудам. В качестве примера в табл. 11 представлены значения k_4 , полученные по одному из разведочных профилей зоны Ягодной Комсомольского рудного района (за «реперный» элемент принят свинец). Из приведенных значений k_4 следует, что лишь для меди и цинка можно говорить о существенном перераспределении их в зоне гипергенеза. Для остальных элементов при $\varepsilon = 2$ различия в значениях k_4 незначимы.

Несмотря на существенные колебания значений коэффициентов ореольной миграции элементов по соотношению средних содержаний (продуктивностей) элементов во вторичных ореолах расчленения, как правило, можно оценивать уровень эрозионного среза. Объясняется это тем, что подрудные интервалы от надрудных при достаточно четко проявленной зональности отличаются по параметру v_n в гораздо большей степени, нежели искажаются эти параметры за счет перераспределения элементов в зоне гипергенеза.

Легко показать, что справедливо равенство

$$\frac{v_{n \text{ в. о.}}}{v_{n \text{ п. о.}}} = \prod \frac{k_{4i}}{k_{4j}}, \quad (125)$$

где $v_{n \text{ в. о.}}$ и $v_{n \text{ п. о.}}$ — показатели зональности по вторичному (в. о.) и первичному (п. о.) ореолу; k_{4i} и k_{4j} — коэффициенты ореольной миграции элементов, стоящих в числителе (i) и знаменателе (j) показателя зональности.

Если принять, что в пределах рудного интервала логарифм показателя зональности изменяется с глубиной по линейному

закону, то при этих условиях ошибка в оценке уровня сечения может быть определена из выражения

$$\Delta z/L = \lg \left(\prod \frac{k_{4i}}{k_{4j}} \right) \lg \frac{v_n \text{ над}}{v_n \text{ под}}, \quad (126)$$

где L — протяженность рудного интервала; $v_n \text{ над}$ и $v_n \text{ под}$ — показатели зональности в над- и подрудном сечении.

Иначе говоря, при оценке уровня сечения рудного тела по вторичному ореолу рассеяния необходимо исправлять значения $v_n \text{ в. о.}$, используя выражения (125). Поправки можно не вводить, если

$$\prod k_{4i}/k_{4j} \ll v_n \text{ над}/v_n \text{ под}. \quad (127)$$

Так, в Комсомольском рудном районе значения $\Delta z/L$ при использовании показателей зональности первого порядка достигают 0,6, снижаясь до 0,15 и менее для показателей третьего и четвертого порядков. Естественно, что необходимость введения поправок возрастает для показателей зональности, включающих подвижные элементы, характеризующиеся максимальными отклонениями коэффициента k_4 .

В принципе рассмотренная выше методика может использоваться и при интерпретации наложенных ореолов рассеяния, однако в этом случае вряд ли можно ставить задачу оценки уровня эрозийного среза. Более успешно может быть решен вопрос определения генетического типа месторождений по их наложенным ореолам рассеяния. В качестве примера можно привести данные Н. Ф. Майорова [50] по разбраковке наложенных ореолов рассеяния в моренных отложениях Кольского полуострова на ореолы, связанные с медно-никелевыми и пирротиновыми рудопроизведениями, по отношению продуктивностей (средних содержаний) (табл. 12).

Таблица 12

Соотношение элементов в первичных рудах
и наложенных ореолах рассеяния

Отношение продуктивностей (средних содержаний)	Первичные руды		Вторичные ореолы	
	медно-никелевые	пирротиновые	медно-никелевые	пирротиновые
Cu/Ni	0,2	1,5	<0,8	>1
Co/Ni	0,03	0,3	<0,1	>0,1
(Cu + Ni)/S	0,5	0,01	>0,1	<0,03

Как следует из табл. 12, соотношение меди, никеля, кобальта и серы в первичных рудах и вторичных наложенных ореолах рассеяния в общем сохраняется, что, по-видимому, объясняется примерно одинаковой миграционной способностью указанных элементов в зоне гипергенеза.

Определение запасов рудных тел

В основу решения задачи оценки прогнозных запасов по вторичным ореолам рассеяния положено предположение о пропорциональности количества металла в ореоле и в рудном теле:

$$M_{\text{ор}} = k_2 l M_{\text{р}}; \quad (128)$$

$$P_{\text{ор}} = k_2 S P_{\text{р}}, \quad (129)$$

где M и P — соответственно линейная и площадная продуктивность ореола и рудного тела; k_2 — коэффициент продуктивности ореола по отдельным сечениям l и площади S .

При переходе от продуктивности к прогнозным запасам рудного тела используется известная зависимость:

$$Q = P_{\text{р}} H_{\text{р}} / 40, \quad (130)$$

где $H_{\text{р}}$ — целесообразная (исходя из геологических соображений) глубина подсчета запасов.

Принципы такой оценки были предложены А. П. Соловьевым [92] и широко используются в практике литохимических поисков по вторичным остаточным ореолам рассеяния в современных элювио-делювиальных образованиях либо в древней коре выветривания при отборе проб из «представительного горизонта». Значения коэффициентов продуктивности k_2 вторичных ореолов рассеяния в подавляющем большинстве случаев лежат в интервале 0,4—1,6 при $\bar{k}_2 = 0,8$ независимо от того, в каком геохимическом ландшафте ведутся работы и к каким рыхлым образованиям приурочен вторичный ореол рассеяния (современным элювио-делювиальным или древней коре выветривания). Объясняется это тем, что само условие отбора проб из представительного горизонта предопределяет значение k_2 близким к единице, коль скоро это может быть обеспечено в любом геохимическом ландшафте при достаточно большой глубине отбора проб. С этой точки зрения приводимые некоторыми авторами весьма низкие значения k_2 для свинца (0,07), ртути (0,1—0,2) и фтора (0,2), скорее всего, свидетельствуют о недостаточной глубине отбора проб в данном ландшафте. Иначе говоря, понятие «представительный горизонт отбора проб» должно иметь разное содержание при решении чисто поисковой и поисково-разведочной задач. В первом случае основное значение имеют размеры ореола на горизонте опробования, достаточные для надежного обнаружения интересующих нас рудных тел. Во втором случае основное значение имеет продуктивность ореола, которая должна быть близкой к продуктивности рудного тела. В обоих случаях это должен быть, естественно, ближайший к дневной поверхности горизонт, что обусловлено чисто экономическими соображениями.

На рис. 56 в обобщенном виде показаны области возможных значений k_2 при расчете их относительно неокисленной части

рудного тела (*б*) и относительно верхней части зоны окисления (*в*). Естественно, что возможные колебания значений $k_2 = P_{op}/P_{3.0}$ меньше, нежели $k_2 = P_{op}/P_{p.г}$. Иначе говоря, более уверенно по ореолам рассеяния можно оценивать рудные выходы, нежели более глубокозалегающие неокисленные руды.

К этому следует добавить влияние столбового характера оруденения, а также историю формирования зоны окисления и вторичных ореолов рассеяния. В частности, могут быть встречены

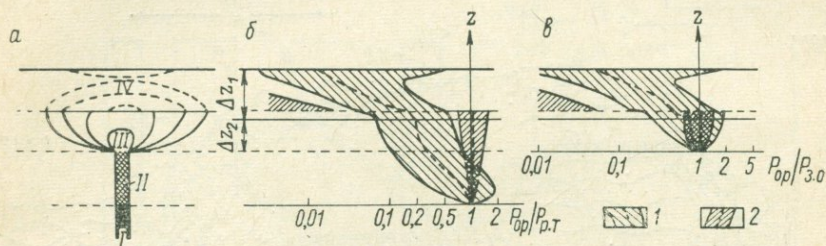


Рис. 56. Области возможных значений коэффициентов продуктивности ореолов рассеяния k_2 .

a — схематический вертикальный разрез: *I* — рудное тело, *II* — зона окисления, *III* — остаточный ореол рассеяния, *IV* — наложенный ореол рассеяния; *б* — значения $k_2 = P_{op}/P_{p.г}$ (относительно первичных руд); *в* — значения $k_2 = P_{op}/P_{3.0}$ (относительно зоны окисления).

1 — подвижные элементы, входящие в состав неустойчивых в зоне гипергенеза минералов (Cu, Zn и др.); *2* — неподвижные элементы, входящие в состав устойчивых в зоне гипергенеза минералов (Sn, W и др.); Δz_1 и Δz_2 — интервал возможного положения представительного горизонта отбора проб соответственно при поисковых Δz_1 и поисково-разведочных (Δz_2) съемках.

случаи, когда современная поверхность эрозионного среза проходит по горизонту вторичного обогащения зоны окисления. В качестве примера можно привести данные по золоторудным месторождениям, где на положение пояса вторичного золотого обогащения в кварц-сульфидных жилах существенное влияние оказывают неотектонические движения региона и мощность древней коры выветривания. В блоках поднятия пояс вторичного сульфидного обогащения рудных жил часто начинается непосредственно с поверхности коренных пород; в блоках опускания — на глубине нескольких десятков метров, а на выходах рудных жил наблюдается заметное обеднение их золотом. Значения k_2 в связи с этим на золоторудных месторождениях могут изменяться в пределах от 0,5 до 3. Значительно большие колебания k_2 в пределах зоны окисления характерны, например, для меди (от 0,1 до 5).

При столбовом характере оруденения устойчивость значений k_{2l} тем ниже, чем более неравномерно распределение продуктивностей по простиранию рудного тела. Так, для Курултыккенского месторождения значения k_{2l} для свинца, полученные по 70 пересечениям, распределены по логнормальному закону с параметрами $\bar{k}_{2l} = 0,56$ и $\varepsilon = 3,0$. Вычисленные по месторождению

в целом и по отдельным рудным телам значения k_{2S} оказались равными среднегеометрическим значениям \bar{k}_{2l} . Отсюда следует, что оценивать продуктивность рудного тела и, наоборот, значение k_2 по одному сечению при столбовом характере оруденения практически невозможно. Подтверждением этому служит и значимая обратная корреляция между k_{2l} и M_p , на которую обращали внимание многие исследователи.

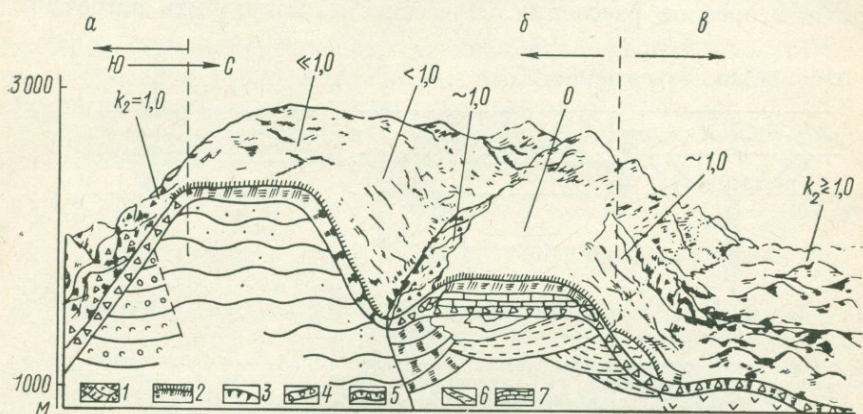


Рис. 57. Условия развития вторичных остаточных ореолов рассеяния свинца в Южном Казахстане и значения k_2 ореолов при отборе проб с минимальной глубины ($n \cdot 10$ см) (по Б. А. Досановой, А. П. Соловову [50]).

Зоны: а — аридная; б — горная гумидно-семиаридная; в — предгорная аридная.
 1 — рудомещающие породы палеозоя и докембрия; 2 — элювий выровненных водоразделов с горнолуговыми почвами; 3 — элювио-делювий склонов северной экспозиции с хорошо развитыми почвами; 4 — элювио-делювий склонов южной экспозиции с грубо-скелетными щебенистыми почвами; 5 — элювио-делювий предгорного мелкосопочника с плохо развитыми почвами сухих степей; 6 — «прислоенные» лёссовидные суглинки; 7 — мергелистые известняки палеогена.

Неустойчивость значений k_{2l} может объясняться также непостоянством глубины залегания представительного горизонта, что при фиксированной глубине отбора проб будет приводить к резкому изменению продуктивности ореола рассеяния. Именно к такому случаю относится рис. 57, иллюстрирующий изменение k_2 в зависимости от условий формирования ореолов рассеяния при отборе проб из близповерхностных горизонтов.

На рис. 58 приведены графики изменения k_2 с глубиной для трех месторождений, расположенных в различной ландшафтно-геохимической обстановке. Как это следует из рис. 58, представительным горизонтом отбора проб при поисково-разведочных литохимических съемках ($k_2 \geq 0,8$) является либо дресвяно-глинистый горизонт древней коры выветривания, либо горизонт С почвенного покрова, развитого на современных элювио-делювиальных образованиях. Обращает на себя внимание различная

глубина залегания представительного горизонта для различных элементов.

Между коэффициентами продуктивности k_2 , рассеяния k_1 и ореольной миграции k_4 элементов в ореоле рудных тел жильной формы ($h_p \leq 3\sigma$) существует зависимость

$$k_{2i}/k_{20} = k_{4i} \circ k_{1i}/k_{10} \quad (131)$$

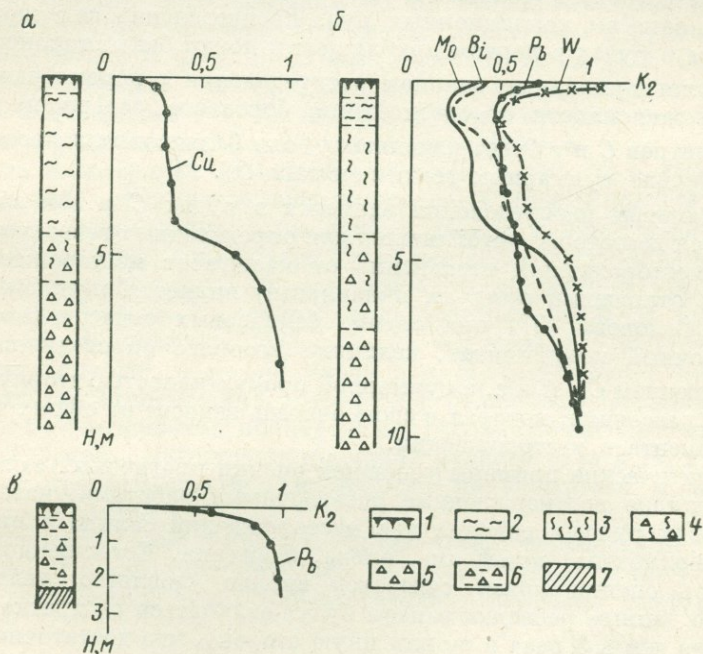


Рис. 58. Изменение коэффициента продуктивности ореола рассеяния с глубиной.

а — Джезказган (К. И. Маричев, В. М. Журбицкий, 1968 г.); б — Мугуджары (В. А. Бугров, 1971 г.); в — Восточное Забайкалье, Курултыкенское месторождение (И. Н. Крипук, 1966 г.).

1 — почвенный слой; 2 — глины, суглинки аллохтонные; 3—5 — древняя кора выветривания каолиновая (3), каолиноподобная (4), древесно-глинистая (5); 6 — алювиодельвий современный; 7 — коренные породы.

Следует отметить, что при вычислении k_2 и k_4 учитываются только аномальные содержания элементов. В принципе можно определять значения k_2 и k_4 и для фоновых содержаний. Так как формы нахождения и содержания элементов в рудных телах и вмещающих породах резко различны, значения k_2 и k_4 , как правило, в этих случаях также достаточно резко различны. Исходя из этого, лишено смысла определение k_2 как отношения средних содержаний в рыхлых и коренных породах без разделения проб на фоновые и аномальные. Полученный таким образом коэффициент k_2 не может быть использован ни при интерпретации

вторичных ореолов рассеяния, ни при оценке перераспределения элементов в процессе формирования рыхлых образований на безрудных участках.

При прогнозной оценке запасов существенные ошибки могут быть допущены вследствие недостаточно обоснованного выбора глубины подсчета H_p . Неменьшие трудности возникают при переходе от общих (геохимических) запасов элемента к промышленным запасам кондиционных руд. Распределение содержания элемента в рудах в первом приближении может быть аппроксимировано логнормальным законом распределения с параметрами \bar{C} и ε . В зависимости от соотношения бортового содержания C_b и параметров \bar{C} и ε будет изменяться доля балансовых запасов Q_b относительно суммарных геохимических Q_Σ .

Параметры распределения элемента в рудах \bar{C} и ε в общем являются достаточно устойчивыми для определенных генетических типов месторождений независимо от масштабов месторождения. В этом отношении вряд ли правильным является предложение А. П. Соловова [37] при оценке балансовых запасов вводить поправочный коэффициент, величина которого определяется не соотношением C_b , \bar{C} и ε , а суммарной продуктивностью вторичного ореола рассеяния, которая в свою очередь зависит от общих запасов элемента в месторождении.

Практические примеры успешной оценки прогнозных запасов, вследствие подтвержденные разведочными работами, известны во многих рудных районах для месторождений свинца и цинка, меди, молибдена, вольфрама, олова, бериллия. Естественно, что точность оценки может считаться вполне удовлетворительной, если по данным разведки запасы будут отличаться от прогнозных не более чем в 3 раза в ту или иную сторону, что достаточно для отнесения объекта к разряду рудопроявлений, мелких, средних или крупных месторождений и тем самым определения целесообразности и очередности дальнейших геологоразведочных работ.

В качестве иллюстрации можно привести сопоставление разведанных запасов q_p с расчетными по вторичным ореолам рассеяния $q_{пр}$ 26 месторождений Восточного Забайкалья. Соответствующая обработка данных показывает, что значения $q_p/q_{пр}$ распределены по логнормальному закону с $\bar{q}_p/q_{пр} = 0,42$ и $\varepsilon = 2,5$. Систематическое завышение примерно в 2,5 раза расчетных запасов по сравнению с разведанными объясняется прежде всего тем, что в первом случае определяются суммарные геохимические запасы, тогда как во втором речь идет только о промышленных. В какой-то мере это объясняется также тем, что в условиях Восточного Забайкалья достаточно широко развиты шлейфообразные ореолы, продуктивность которых в 1,5—2 раза больше продуктивности нормальных остаточных ореолов свинца, для которых значение коэффициента продуктивности в среднем равно 1. На наш взгляд, весьма ценная информация может быть получена

при совместной количественной интерпретации лито- и гидрохимических ореолов рассеяния, выявленных в одних и тех же микробассейнах водосбора. Естественно, что надежность оценки прогнозных запасов возрастает при использовании всей совокупности признаков: геофизических аномалий (магнитных, гравитационных, электрических), геологических, гидрохимических и др. Интересные и поучительные практические примеры прогнозной оценки запасов месторождений по их вторичным ореолам рассеяния с учетом геофизических данных приведены в руководстве по геофизическим поискам рудных месторождений [17]. Следует, однако, отметить, что предлагаемые методики количественной прогнозной оценки месторождений, рудных полей и районов по комплексу признаков еще далеки от совершенства.

Так, несмотря на серьезные успехи, достигнутые в последние годы в деле изучения зональности рудных месторождений, остались еще недостаточно проверенными многие важные рекомендации. В частности, в последнее время все более широкое внимание привлекают галоиды (I, F), которые часто образуют «оторванные» первичные ореолы. По мнению ряда исследователей (Н. И. Сафронов, В. Л. Барсуков [57] и др.), соображения о непрерывном участии галоидов в рудопереносе и о значительных различиях в стойкости комплексных соединений различных металлов позволяют по соотношению концентраций галоидов в ореоле составить представление о качественном составе рудного тела и по их суммарным ореолам оценить количество находящегося в недрах рудного вещества.

Путь этот весьма заманчив, однако чреват опасностями грубых ошибок, так как геохимические аномалии галоидов могут быть и не связанными с глубокозалегающими рудными месторождениями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщение и анализ геохимических исследований в различных рудных районах Советского Союза с учетом многочисленных опубликованных работ позволяют прийти к следующим выводам.

1. Геохимия элементов в значительной мере определяется их кларком в литосфере. Индивидуальные особенности отдельных элементов не нарушают общей закономерности — тесной связи между кларком элемента и такими параметрами, как количество собственных минералов, доля минерального и безминерального видов существования элементов, концентрация и запасы элементов в рудах и месторождениях.

Установленная тесная связь между кларками элементов в литосфере и средними содержаниями и запасами элементов в рудах и месторождениях может быть использована при оценке глобальных прогнозных запасов элементов в месторождениях полезных ископаемых различных классов крупности с различными средними содержаниями.

2. Особенности первичного (сингенетического) рассеяния элементов в магматических, осадочных и метаморфических породах могут успешно использоваться при решении широкого круга задач картирования и поисков месторождений полезных ископаемых. Актуальной задачей прикладной геохимии в настоящее время является разработка методики составления полиэлементных геохимических карт.

3. Полиэлементный состав оруденения и устойчивое зональное распределение элементов в рудных телах и их первичных ореолах позволяют использовать показатели зональности различных порядков для определения уровня сечения рудных зон, расположенных в пределах одного рудного поля с ошибкой $\leq 0,3$ рудного интервала, т. е. надежно различать над- и подрудные сечения.

Весьма важной задачей дальнейших исследований является изучение на количественной основе площадной и вертикальной зональности рудных полей, районов и провинций, в пределах которых могут быть встречены рудные зоны и месторождения различных формаций. Можно предполагать, что это позволит определять уровень эрозии рудных зон по эталонным значениям показателей зональности не только в пределах рудных полей известных месторождений, но и на новых площадях, где могут быть встречены месторождения самых различных формаций.

4. При поисках рудных месторождений по их вторичным литохимическим ореолам рассеяния в первую очередь необходимо учитывать особенности формирования ореолов в различных ландшафтах, многообразие которых определяется совокупностью биоклиматических, геологических и геоморфологических факторов. Сложное сочетание этих факторов приводит к появлению многочисленных типов вторичных ореолов.

Важное значение имеет дальнейшее совершенствование методики составления карт районирования территорий по условиям ведения литохимических поисков, особенно крупномасштабных (1 : 25 000—1 : 50 000), имеющих наибольшее практическое значение как при проектировании полевых работ, так и при расшифровке результатов исследований.

5. По продуктивности остаточных вторичных ореолов рассеяния, установленной на уровне представительного горизонта опробования, можно достаточно надежно судить о прогнозных запасах вскрытых эрозией рудных тел, месторождений, рудных полей и районов.

По соотношению продуктивностей элементов во вторичных остаточных ореолах, как правило, можно оценивать уровень эрозионного среза рудных тел, коль скоро показатели зональности над- и подрудных интервалов различаются в значительно большей степени, нежели ускажаются эти параметры за счет перераспределения элементов в зоне гипергенеза.

Количественная интерпретация вторичных наложенных солевых ореолов рассеяния, хотя и менее уверенная, нежели остаточных ореолов, вполне возможна, о чем свидетельствуют соответствующие теоретические расчеты и обобщение опыта изучения таких ореолов в ряде рудных районов. Особое значение при этом приобретает изучение форм нахождения химических элементов во вторичных ореолах рассеяния.

6. Количественные литохимические критерии прогнозной оценки рудоносных площадей на различных этапах исследований должны использоваться в комплексе с другими критериями (геологическими, геофизическими, геохимическими и др.). В последние годы количественные методы комплексной интерпретации геолого-геофизико-геохимической информации рассматриваются как одно из наиболее перспективных направлений повышения эффективности геологопоисковых работ. Как и следовало ожидать, судя по опубликованным работам, литохимические признаки (критерии) во всех случаях использования различных алгоритмов распознавания образов занимают одно из ведущих мест, отличаясь высокой информативностью и надежностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барсуков В. Л., Волосов А. Г. Геохимический метод прогноза оруденения на глубину и обнаружения слепых рудных тел на сульфидно-касситеритовых месторождениях. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1370—1380.
2. Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972. 295 с.
3. Беус А. А. Прикладная геохимия за рубежом. — В кн.: Вопр. прикл. геохимии. Киев, 1974, с. 29—42.
4. Билибин Ю. А. К вопросу о вертикальной зональности рудных месторождений. — «Зап. ВМО», 1951, т. 30, № 2, с. 81—87.
5. Боровко Н. Н. Статистический анализ пространственных геологических закономерностей. Л., «Недра», 1971. 173 с.
6. Векилова Ф. И. Геохимия кобальта. Баку. Изд-во АН АзССР, 1966. 188 с.
7. Вернадский В. И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М., «Наука», 1965. 374 с.
8. Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959, 44 с.
9. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород Земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
10. Вопросы изучения и методы поисков скрытого оруденения. М., Госгеолтехиздат, 1963. 464 с.
11. Вопросы прикладной геохимии. Вып. 2. М., «Недра», 1971. 192 с.
12. Ворошилов Н. А. Об использовании термодинамических закономерностей для объяснения зональности оруденения. — «Методика и техника разведки», 1969, № 64, с. 75—81. (ВИТР).
13. Воскресенский С. С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М., Изд-во МГУ, 1971. 230 с.
14. Исторические ореолы рассеяния и их использование при поисках рудных месторождений на территории Сибири. Улан-Удэ, 1973. 266 с.
15. Геология, минералогия и геохимия Комсомольского района. М., «Наука», 1971. 335 с. Авт.: Е. А. Радкевич, В. Л. Асманов, Ю. И. Бакулин и др.
16. Геофизические и геохимические методы поисков и оценки эндогенных месторождений олова. Под ред. Л. Т. Мишина. Л., «Недра», 1974. 210 с.
17. Геофизические поиски рудных месторождений. Под ред. В. А. Кличикова, А. П. Соловова и др. Алма-Ата, 1970. 810 с. (КазВИРТ).
18. Геохимические и радиоактивные методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. — «Зап. ЛГИ», 1963, т. 45, вып. 2. 120 с.
19. Геохимические и радиоактивные методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. — «Зап. ЛГИ», 1969, т. 56, вып. 2. 157 с.

20. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 1. Иркутск, 1970. 263 с. (Ин-т геохимии СО АН СССР).
21. Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Ч. 2, дискуссия. Иркутск, 1974. 234 с. (Ин-т геохимии СО АН СССР).
22. Геохимические критерии прогнозирования и поисков рудных месторождений. М., 1973. 165 с. (ИМГРЭ).
23. Геохимические методы поисков золоторудных месторождений. — «Зап. Забайкальск. филиала геогр. о-ва», 1974, вып. 102. 280 с.
24. Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 1. М., 1969. 60 с. Вып. 2. М., 1971. 149 с. (ИМГРЭ).
25. Геохимические методы при поисках и разведке рудных месторождений. Вып. 4. М., 1971. 160 с. (ИМГРЭ).
26. Геохимические методы при поисках оловорудных месторождений. М., 1973. 99 с. (ИМГРЭ).
27. Геохимические методы при поисках ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений. М., 1973. 80 с. (ИМГРЭ).
28. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений. М., 1973. 90 с. (ИМГРЭ).
29. Геохимические поиски рудных месторождений в СССР. Тр. I Всесоюз. геохим. совещ. М., Госгеолтехиздат, 1957. 467 с.
30. Геохимические поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1972. 264 с.
31. Геохимические поиски рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке по вторичным ореолам рассеяния. Иркутск, 1973. 251 с. (Ин-т геохимии СО АН СССР).
32. Геохимические поиски эндогенных месторождений редких элементов (на примере тантала). М., «Недра», 1968. 264 с. Авт.: А. А. Беус, В. В. Беренгилова, Л. И. Грабовская и др.
33. Геохимия пегматитов Восточной Сибири. М., «Наука», 1971. 224 с.
34. Геохимия рудных месторождений. М., «Наука», 1964. 132 с.
35. Глико О. А. Ландшафтные условия и применение поисковых методов. — В кн.: Теорет. основы поисков и разведки твердых полезн. ископ. Т. 1. Поиски. М., 1968, с. 278—322.
36. Глубинные поиски рудных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963. 187 с.
37. Глубинные поиски рудных месторождений. Вып. 2. М., 1968. 235 с. (ВИМС).
38. Голубев В. С., Гарибянц А. А. Гетерогенные процессы геохимической миграции. М., «Недра», 1968. 191 с.
39. Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 204 с.
40. Девдариани А. С. Математический анализ в геоморфологии. М., «Недра», 1967. 155 с.
41. Дралюк Л. Б. Первичные ореолы рассеяния рудных месторождений (по данным зарубежной литературы). Л., 1961. 113 с. (ВИТР, вып. 28).
42. Дубов Р. И. Количественные исследования геохимических полей для поисков рудных месторождений. Новосибирск, «Наука», 1974. 277 с.
43. Дубов Р. И., Соловов А. П. Линейная и круговая палетка для расчета вторичных ореолов рассеяния. — «Разведка и охрана недр», 1974, № 4, с. 23—27.
44. Засухин Г. Н., Логинова Л. А. Опыт применения геохимических поисков колчеданных месторождений на Южном Урале. М., Госгеолтехиздат, 1963. 135 с.
45. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М., «Недра», 1965. 227 с.
46. Использование ореолов рассеяния урана и элементов-спутников при поисках и разведке гидротермальных урановых месторожде-

- ний. М., «Недра», 1964. 195 с. Авт.: А. Д. Каблуков, Н. Н. Сочеванов, Э. К. Баранов и др.
47. Кендалл М. Дж., Стюарт А. Теория распределений. М., «Наука», 1966. 587 с.
48. Красников В. И. Рациональные поиски рудных месторождений. М., «Недра», 1965. 412 с.
49. Критерии интерпретации геохимических аномалий. М., 1973. 60 с. (ИМГРЭ).
50. Литохимические поиски рудных месторождений. Алмата, «Наука», 1972. 356 с.
51. Лугов С. Ф. Вопросы влияния ассимиляции на рудоносность оловяносных интрузий Чукотки. — «Сов. геология», 1958, № 10, с. 13—34.
52. Ляхович В. В. Редкие элементы в аксессуарных минералах гранитоидов. М., «Недра», 1973. 310 с.
53. Маракушев А. А., Безмен Н. И. Термодинамика сульфидов и окислов в связи с проблемами рудообразования. М., «Наука», 1972. 229 с.
54. Математические методы геохимических исследований. М., «Наука», 1966. 152 с.
55. Микроэлементы в ландшафтах Советского Союза. М., 1969. 248 с. (МГУ).
56. Миллер Р. Л., Кан Дж. С. Статистический анализ в геологических науках. М., «Мир», 1965. 482 с.
57. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч.1, доклады. Иркутск, 1970. 342 с. (Ин-т геохимии СО АН СССР).
58. Научные основы геохимических методов поисков глубокозалегающих рудных месторождений. Ч.2, дискуссия. Иркутск, 1971. 305 с. (Ин-т геохимии СО АН СССР).
59. Научные основы геохимических методов поисков месторождений полезных ископаемых и оценки потенциальной рудоносности магматических и метаморфических комплексов докембрия. Апатиты, 1972. 253 с. (Кольск. фил. АН СССР).
60. Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М., «Наука», 1966. 379 с.
61. Никольский А. П. О некоторых вопросах генезиса гидротермальных месторождений. — «Сов. геология», 1955, № 43, с. 89—106.
62. Никулин Н. Н., Бакулин Ю. И. Бор — возможный геохимический индикатор при перспективной оценке оловяно-рудных месторождений. — «Методика и техника разведки», 1969, № 64, с. 70—74. (ВИТР).
63. Нюппенен Т. И. О методике оценки потенциальной никеленосности массивов основных — ультраосновных пород. — «Геохимия», 1966, № 1, с. 128—131.
64. Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндог. рудн. м-ний М., 1968, с. 443—490.
65. Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н. Эндогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — «Геология рудн. м-ний», 1970, № 2, с. 10—24.
66. Ореолы рассеяния месторождений Восточной Сибири. М., «Наука», 1974. 280 с.
67. Остафийчук И. М., Толстой М. И. Статистические закономерности распределения химических элементов в гранитоидах. М., «Недра», 1972. 224 с.
68. Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., «Наука», 1972. 641 с.
69. Перельман А. И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М., «Недра», 1972. 288 с.
70. Полдвертарт А. Химия земной коры. — В кн.: Земная кора. М., 1957, с. 130—157.

71. Полферов Д. В., Суслова С. И., Шварцман С. А. Геохимические критерии рудоносности основных-ультраосновных массивов (методические рекомендации). Л., 1968. 69 с. (ВИТР).
72. Попов В. И. Использование кларков для оценки баланса химических элементов и вероятности нахождения осадочных месторождений. — В кн.: Геохимия, петрография и минералогия осад. образ. М., 1963, с. 22—67.
73. Применение геохимических методов при металлогенетических исследованиях рудных районов. М., «Недра», 1966. 296 с. Авт.: И. И. Гинзбург, Г. И. Россман, К. М. Муканов и др.
74. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1. Прага, Изд-во Чехословац. АН, 1963. 588 с.
75. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 2. Прага, Изд-во Чехословац. АН, 1965. 595 с.
76. Проблемы рудных месторождений. М., ИЛ, 1959. 513 с.
77. Разумовский Н. К. Логарифмически-нормальный закон распределения вещества и его свойства. — «Зап. ЛГИ», 1948, т. 20, с. 105—121.
78. Редкие элементы в изверженных горных породах и минералах. М., ИЛ, 1952. 399 с.
79. Ронов А. Б., Ярошевский А. А. Химическое строение земной коры. — «Геохимия», 1967, № 11, с. 1285—1309.
80. Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндеогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск, 1975. 132 с. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 182).
81. Руководство по комплексной методике поисков редкометалльных пегматитов натро-литиевого типа. Л., 1966. 43 с. Авт.: М. М. Ермолаев, П. С. Игнатъева, С. И. Суслова. (ВИТР).
82. Руководство по предварительной математической обработке геохимической информации при поисковых работах. М., «Недра», 1965. 120 с. Авт.: А. А. Беус, С. В. Григорян, М. Т. Ойзерман и др.
83. Рундквист Д. В. Эволюция рудообразования во времени. — В кн.: Геол. строение СССР. Т. 5. М., 1969, с. 303—331.
84. Сауков А. А. Геохимия ртути. М., 1946. 129 с. (Тр. ИГН АН СССР, вып. 78).
85. Сауков А. А. Геохимия. М., «Наука», 1966. 487 с.
86. Сафронов Н. И. Основы геохимических методов поисков рудных месторождений. Л., «Недра», 1971. 216 с.
87. Свешников Г. Б. Электрохимические процессы на сульфидных месторождениях. Л., Изд-во ЛГУ, 1967. 160 с.
88. Семенов А. И., Смыслов А. А. Геохимические критерии связи промышленного оруденения с горными породами и проблема поисков оруденения. — «Зап. ВМО», 1967, т. 96, вып. 5, с. 584—596.
89. Смирнов В. И. Шесть типов первичной зональности гидротермальных рудных тел. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1957, № 3, с. 15—26.
90. Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений. Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1955, с. 134—143.
91. Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 231 с.
92. Соловов А. П. Основы теории и практики металлометрических съемок. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959. 266 с.
93. Соловов А. П. Параметры первичного ореола эндогенного месторождения. — «Геол. рудн. м-ний», 1966, № 3, с. 72—83.
94. Таусон Л. В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.
95. Тугаринов А. И. Общая геохимия. М., Атомиздат, 1973. 288 с.
96. Химия земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963. 432 с.
97. Химия Земной коры. Т. 2, М., «Наука», 1964. 663 с.
98. Хокс Х. Е., Уэбб Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений. М., «Мир», 1964. 487 с.

99. Ш а н ц е р Е. В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., «Наука», 1966. 239 с.
100. Ш а р к о в Ю. В. О генетической классификации вторичных литохимических ореолов месторождений. — «Литология и полезн. ископ.», 1971, № 4, с. 65—78.
101. Щ е р б а к о в Ю. Г. О парагенетических ассоциациях и ионных плотностях элементов в рудных месторождениях. — «Геохимия», 1963, № 7, с. 702—707.
102. Э м м о н с В. Х. О механизме образований некоторых систем металлоносных рудных жил, связанных с гранитными батолитами. — В кн.: Геол. рудн. м-ний зап. штатов США. М., 1937, с. 314—335.
103. Э н д о г е н н ы е ореолы рассеяния некоторых гидротермальных месторождений. М., Госгеолтехиздат, 1963. 123 с. Авт.: Е. М. Янишевский, С. В. Григорян, Э. М. Баранов и др.
104. G o l d s c h m i d t V. M. Geochemistry. Oxford, 1954. 730 p.
105. R o s l e r H. S., L a n g e K. Geochemische Tabellen. Leipzig, 1965. 328 S.
106. T u r e k i a n K. K., W e d e p h o l K. H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72. 175 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1. Общие сведения	5
1.1. Химический состав литосферы	—
1.1.1. Магматические породы	7
1.1.2. Осадочные породы	10
1.1.3. Количественные соотношения между кларками химических элементов в осадочных и магматических горных породах	11
1.2. Основные виды и формы существования химических элементов в литосфере	13
1.2.1. Минеральный и безминеральный виды	—
1.2.2. Концентрированный и рассеянный виды	18
1.3. Основные закономерности миграции химических элементов в земной коре	34
1.3.1. Особенности некоторых видов миграции химических элементов	—
1.3.2. Генетическая классификация рассеяния и концентрации рудообразующих элементов	37
Глава 2. Первичное (сингенетичное) рассеяние химических элементов и его использование при решении различных геологических задач	41
2.1. Использование геохимической характеристики пород при решении задач геокартирования	42
2.2. Использование геохимической характеристики пород в качестве поисковых критериев	46
Глава 3. Первичные ореолы эндогенных рудных месторождений	57
3.1. Основные понятия	—
3.2. Элементы теории формирования первичных ореолов	62
3.2.1. Моноэлементные рудные зоны	—
3.2.2. Зональность оруденения	67
3.3. Примеры из практики	80
3.3.1. Общий обзор	—
3.3.2. Оловорудные месторождения Комсомольского района	83
Глава 4. Вторичные ореолы рассеяния рудных месторождений	107
4.1. Классификация вторичных ореолов рассеяния	—
4.2. Особенности проявления вторичных ореолов рассеяния в различных ландшафтах	113

4.2.1. Роль почвенного покрова	113
4.2.2. Роль рыхлого покрова	118
4.2.3. Роль геоморфологической обстановки	120
4.2.4. Районирование площадей по условиям ведения литохимических поисков	122
4.3. Формы нахождения элементов во вторичных ореолах рассеяния	131
4.4. Элементы теории формирования вторичных ореолов рассеяния	136
4.4.1. Остаточные ореолы рассеяния	—
4.4.2. Наложенные ореолы рассеяния	151
4.5. Примеры из практики	157
4.5.1. Общий обзор	—
4.5.2. Поисковые литохимические съемки	159
4.5.3. Детальные (поисково-разведочные) литохимические съемки	165
Заключение	180
Список литературы	183

ИБ № 469

Евгений Михайлович Квятковский

**ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ
ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Редактор издательства В. И. Невельштейн
Технический редактор И. Г. Сидорова
Корректор М. И. Витис

Обложка художника Л. Н. Рожкова

Сдано в набор 24/VIII 1976 г. Подписано к печати 27/XII 1976 г.
М-30656. Формат 60 × 90/16. Бумага тип. № 2. Печ. л. 12.
Уч.-изд. л. 12,23. Тираж 2300 экз. Заказ 1204/353.
Цена 62 коп.

Издательство «Недра». Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, Фарфоровская ул., 12.

Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при
Государственном комитете Совета Министров СССР по делам
издательств, полиграфии и книжной торговли.
196006, Ленинград, Московский пр., 91.

Уважаемые читатели!

В 1977 г. Ленинградское отделение издательства «Недра» выпускает следующие книги.

ГЕОЛОГИЯ

- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. Учебник. 30 л., ц. 1 р. 30 к.
- Стратиграфический словарь СССР. Карбон, пермь. 70 л., ц. 3 р. 85 к.
- Орлов А. Г. Методы расчета в количественном спектральном анализе. 15 л., ц. 1 р. 04 к.
- Основные требования к содержанию обязательных карт, составляемых при геологосъемочных работах масштаба 1 : 50 000 (1 : 25 000). 14 л., ц. 1 р. 04 к.
- Романовский С. И. Седиментологические основы литологии. 26 л., ц. 1 р. 62 к.
- Барабанов В. Ф. Генетическая минералогия. 25 л., ц. 2 р. 80 к.
- Вильке К.-Т. Выращивание кристаллов. Пер. с нем. 50 л., ц. 5 р. 40 к.
- Головенко В. К. Высокоглиноземистые формации докембрия. 19 л., ц. 2 р. 14 к.
- Грачев А. Ф. Рифтовые зоны Земли. 20 л., ц. 2 р. 24 к.
- Груза В. В. Методологические проблемы геологии. 12 л., ц. 1 р. 20 к.
- Посохов Е. В., Толстихин Н. И. Минеральные воды (лечебные промышленные, энергетические). 18 л., ц. 2 р. 04 к.
- Салоп Л. И. Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. 25 л., ц. 2 р. 85 к.

ГЕОЛОГИЯ НЕФТИ И ГАЗА

- Хотимский Б. Г., Топорский В. Б., Махолин О. А. Нефть вчера и сегодня. Научно-популярная. 10 л., ц. 33 коп.
- Закономерности размещения карбонатных (трещинных) коллекторов нефти и газа. (Опыт методических исследований). Авт.: Сметов Е. М., Белоновская Л. Г., Булач М. Х. и др. 10 л., ц. 1 руб.
- Ресурсы нефти и газа капиталистических и развивающихся стран. Авт.: Кузнецов Ю. Я., Моделевский М. Ш., Шимановский В. В. и др. 22 л., ц. 2 р. 44 к.

ГЕОДЕЗИЯ

- Павлов В. И. Построение профилей местности фотограмметрическим методом. 8 л., ц. 80 коп.

ГЕОФИЗИКА

- Аэрогамма-спектрометрический метод поисков рудных месторождений (методическое руководство). Авт.: Воробьев В. П., Ефимов А. В., Альтшулер М. И. и др. 15 л., ц. 1 руб.
- Геофизическая аппаратура. Вып. 61. 13 л., ц. 79 коп.
- Геофизическая аппаратура. Вып. 62. 13 л., ц. 79 коп.
- Череменинский Г. А. Прикладная геотермия. 15 л., ц. 1 р. 04 к.
- Шолпо Л. Е. Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. 12 л., ц. 70 коп.
- Дмитриев В. И., Барышникова И. А., Захаров Е. В. Аномальные электромагнитные поля пластовых тел. 10 л., ц. 1 руб.

БУРЕНИЕ

- Марамзин А. В., Блинов Г. А. Алмазное бурение на твердые полезные ископаемые (технология и организация работ). 18 л., ц. 1 р. 19 к.
- Шелковников И. Г. Использование энергии удара в процессах бурения. 10 л., ц. 1 р. 01 к.

ГОРНОЕ ДЕЛО

- Турчанинов И. А., Иофис М. А., Каспарьян Э. В. Основы механики горных пород. 30 л., ц. 1 р. 83 к.

С аннотациями этих книг можно ознакомиться в «Плане выпуска литературы» на 1977 г. Своевременно оформляйте заказы в местных магазинах Книготорга или в магазинах № 17 «Недра» (199178, Ленинград, В-178, Средний пр., д. 61) и № 59 «Недра» (127412, Москва, И-412, Коровинское шоссе, д. 20). Тираж книги определяется собранными заказами.

Ленинградское отделение издательства «Недра»

62 коп.

2089

И Е Д Р А