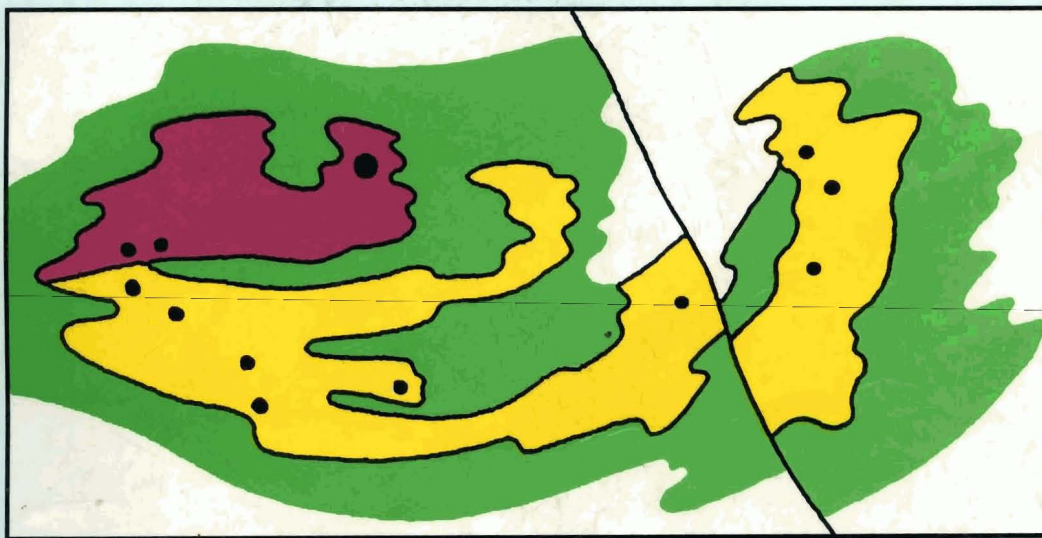


С. В. СОКОЛОВ

СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

И ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ



Министерство природных ресурсов Российской Федерации
Комитет природных ресурсов Амурской области
Государственное геологическое предприятие «Амургеология»
(ГГП «Амургеология»)

С. В. СОКОЛОВ

**СТРУКТУРЫ
АНОМАЛЬНЫХ
ГЕОХИМИЧЕСКИХ
ПОЛЕЙ
И ПРОГНОЗ
ОРУДЕНЕНИЯ**

Санкт-Петербург
1998

Соколов С.В. Структуры аномальных геохимических полей и прогноз оруденения.

Санкт-Петербург: 1998. 154 с. (Мин-во природных ресурсов Российской Федерации. Комитет природных ресурсов Амурской области. ГТП «Амургеология»).

Систематизированы данные о составе и строении аномальных геохимических полей, специализированных на широкий круг полезных ископаемых (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Sb, Bi, Sn). Охарактеризованы общие и частные закономерности эволюции многоуровневых геохимических систем, выделена универсальная объемная геохимическая зональность. Рассмотрены строение и формирование вещественно-минеральных эквивалентов геохимических полей — гидротермально-метасоматических систем. Разработан способ геометризации зональных геохимических полей, усовершенствована методика геохимического прогноза и оценки ресурсов продуктивных гидротермально-метасоматических систем на всех стадиях поискового процесса, опирающаяся на серию традиционно используемых концентрационных и выделяемых структурно-геохимических признаков.

Для геохимиков и геологов, ведущих поиски месторождений полезных ископаемых.

Рис. — 84, табл. — 59, список лит. — 220 назв.

Рецензент

д-р геол.-минер. наук, проф. Е.В. Плющев (ВСЕГЕИ)

Sokolov S.V. Zonal patterns of anomalous geochemical fields as a tool for mineral exploration.

St. Petersburg: 1998. 154 p. (Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. The Amur Regional Committee for Natural Resources. The State Geological Survey Enterprise «Amurgeologiya»).

The composition and internal patterns of anomalous geochemical fields related to Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Sb, Bi, and Sn ore mineralization are discussed. General and local specific features in the evolution of multilevel geochemical systems are characterized; the universal three-dimensional geochemical zoning is outlined. The structure and formation conditions of hydrothermal ore-bearing systems producing the geochemical fields are considered. The method for the zonal geochemical field geometrization is elaborated, and the technique of geochemical forecasting and resource estimation for productive hydrothermal ore-bearing systems is proposed. This approach is based both on traditional concentration-related criteria and new indications resulted from the geochemical field pattern analysis.

The book may be helpful for economic geologists and experts in applied geochemistry.

With 84 figures and 59 tables.

Reviewed by Prof. E.V. Plyushchev (VSEGEI)

© Соколов С. В., 1998.

© Издательство «Санкт-Петербургской» типографии № 1 ВО «Наука», 1998.

C — $\frac{1804020100}{9P8(03)}$ — 005
— 1998

ISBN 5-7917-0006-7

ОГЛАВЛЕНИЕ

Принятые сокращения	5
Предисловие	7
Основные понятия	9
Глава 1. Геометризация и иерархизация аномальных геохимических полей	10
1.1. Способы выделения аномальных площадей при поисках по потокам рассеяния	10
1.2. Иерархизация	15
Глава 2. Этапность процессов рудоконцентрации	17
2.1. Этапность рудоконцентрации в зависимости от содержания элементов в земной коре и рудогенных системах	18
2.2. Закономерности эволюции рудогенных систем различного генезиса	21
Глава 3. Структуры аномальных геохимических полей	23
3.1. Понятие векторной и объемной зональности	23
3.2. Химический состав аномальных геохимических полей ранга рудного тела месторождения	26
3.3. Химический состав аномальных геохимических полей ранга рудного поля, узла, района	33
3.4. Строение аномальных геохимических полей	33
3.4.1. Морфология	36
3.4.2. Векторная зональность	38
Глава 4. Структуры гидротермально–метасоматических систем	42
4.1. Объемно–зональное строение	42
4.2. Геохимия гидротермально–метасоматических образований	44
Глава 5. Условия и механизм образования гидротермально–метасоматических систем	52
5.1. pH–условия образования	52
5.2. Среда формирования	56
5.3. Механизм массопереноса	61
5.4. Минералого–геохимическая эволюция	63
5.4.1. Стадия кислотного выщелачивания	65
5.4.2. Щелочная стадия	70
Глава 6. Закономерности рудоконцентрации	73
Глава 7. Прогноз и оценка ресурсов месторождений	78
7.1. Методика геометризации аномальных геохимических полей	79
7.2. Оценка прогнозных ресурсов	82
7.2.1. Оценка доли балансовых руд	82
7.2.2. Оценка значений коэффициентов остаточной продуктивности	86
7.2.3. Оценка уровня эрозионного среза	88
7.3. Определение элементов залегания рудных тел по геохимическим данным	99
7.4. Систематизация золото–, серебросодержащих проявлений на геохимической основе	104
7.5. Поисковые признаки рудогенных систем	120
Глава 8. Примеры прогнозно–поисковой оценки	127
Заключение	143
Список литературы	146

CONTENTS

Abbreviations	5
Preface	7
Main conceptions	9
Chapter 1. Geometry and hierarchy of anomalous geochemical fields	10
1.1. Geochemical anomalies outlined from the stream sediment sampling	10
1.2. Ranging of anomalous geochemical fields	15
Chapter 2. Stages of ore-forming process	17
2.1. Ore-forming process stages as deduced from chemical element abundances in the Earth's crust and in ore-forming systems	18
2.2. Evolution of genetically divers ore-forming systems	21
Chapter 3. Zonal patterns of anomalous geochemical fields	23
3.1. Vectorial and three-dimensional geochemical zoning	23
3.2. Chemical patterns of orebody-related anomalous geochemical fields	26
3.3. Chemical patterns of anomalous geochemical fields related to ore fields and districts	33
3.4. Internal structure of anomalous geochemical fields	33
3.4.1. Morphology	36
3.4.2. Vectorial zoning	38
Chapter 4. Zonal patterns of hydrothermal ore-bearing systems	42
4.1. Three-dimensional hydrothermal alteration zoning	42
4.2. Geochemistry of hydrothermally altered rocks	44
Chapter 5. Formation conditions of hydrothermal ore-bearing systems	52
5.1. pH conditions	52
5.2. Lithology control	56
5.3. Mass transfer mechanism	61
5.4. Mineralogical and geochemical evolution	63
5.4.1. Acid leaching stage	65
5.4.2. Alkaline stage	70
Chapter 6. Ore deposition regular patterns	73
Chapter 7. Forecasting of mineral deposits and the resource estimation	78
7.1. Method of anomalous geochemical field geometrization	79
7.2. Estimation of potential resources	82
7.2.1. Relative amount of economic reserves	82
7.2.2. Residual productivity coefficient	86
7.2.3. Erosion depth	88
7.3. Determination of orebody attitude from geochemical data	99
7.4. Systematics of gold- and silver-bearing ore occurrences on the geochemical basis	104
7.5. Geochemical signatures of hydrothermal ore-forming systems	120
Chapter 8. Results of geochemical exploration: some examples	127
Conclusion	143
References	146

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

АГП	аномальное геохимическое поле
АГС	аномальная геохимическая система
ГМС	гидротермальная метасоматическая система
РС	рудогенная система
РО	рудная область
РР	рудный район
РУ	рудный узел
РП	рудное поле
РМ	рудное месторождение
РТ	рудное тело
ЗРМ	зона рассеянной минерализации
Φ_i	фаза развития стадии кислотного выщелачивания
C	содержание элемента в г/т, $n \times 10^{-4} \%$
C_ϕ	фоновое содержание элемента
C_a	нижнее (верхнее для отрицательных ореолов) аномальное содержание
$\bar{C}$	среднеарифметическое содержание элемента в аномалии
$\tilde{C}$	среднегеометрическое содержание элемента в аномалии
K_c	кларк содержания элемента в г/т, $n \times 10^{-4} \%$
KK	кларк концентрации элемента
$\overline{KK}_A$	средний кларк концентраций элемента на конкретном уровне организации АГС
ΣKK^+	сумма кларков концентрации элементов
$\overline{KK}^+$	средний кларк концентрации накапливающихся элементов в выборке
S^+	дисперсия кларков концентрации элемента
ε	стандартный множитель
K_3	коэффициент зональности
$K_{цб}$ и $KK_{цб}$	мультипликативный коэффициент центробежных элементов [Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Mn, Cr, V (Ba, Ti, Sc, Sr)] в содержаниях и в кларках концентрации
$K_{цс}$	мультипликативный коэффициент центростремительных (рудного комплекса) элементов [Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As, Sb, Hg, Sn, W, Bi, Mo (Nb, Ta, Zr, TR, Th, Li, Be, Cs)]
$K_{и}$	мультипликативный коэффициент интенсивности ($K_{цс}/K_{цб}$)
$\pm \tilde{K}_{цб}, \pm \tilde{K}_{цс}, \pm \tilde{K}_{и}$	среднегеометрические значения положительных (+) и отрицательных (–) аномалий $K_{цб}, K_{цс}, K_{и}$
$K_{цб\phi}, K_{цс\phi}, K_{и\phi}$	фоновые значения $K_{цб}, K_{цс}, K_{и}$
S	площадь в m^2, km^2
ΔS	площадь элементарной ячейки опробования, в m^2
$\pm S$	площади положительных (+) и отрицательных (–) аномалий в m^2, km^2
$\Delta C_{РТ}$ и $\Delta C_{ЗРМ}$	количество металла в точке опробования элювио–делювия, поступившее за счет денудации рудного тела (тел) и зон рассеянной минерализации
$M_{кон}$ и $P_{кон}$	линейная и площадная продуктивность кондиционного рудного тела в $m \%$ и $m^2 \%$

$M_{\text{общ}}$ и $P_{\text{общ}}$	линейная и площадная продуктивность первичного ореола в м, % и м ² %
M_n	нормированная линейная продуктивность первичного ореола в м %
P	площадная продуктивность аномалии в м ² %
$\pm P_{\text{цб}}, \pm P_{\text{цс}}, \pm P_{\text{и}}$	площадные продуктивности положительных (+) и отрицательных (–) аномалий $K_{\text{цб}}, K_{\text{цс}}, K_{\text{и}}$
$-P'_{\text{цб}}, -P'_{\text{и}}$	условные площадные продуктивности отрицательных аномалий $K_{\text{цб}}$ и $K_{\text{и}}$
ΔP_i	доля условных ресурсов по рангам РС
P_k и $P_{\text{э}}$	продуктивность контрольного и эталонного объектов в м ² %
q	прогнозные ресурсы аномалии в метровом слое, в т
Q	прогнозные ресурсы аномалии, в т
$\lambda_{\text{цб}}, \lambda_{\text{и}}$	показатели степени упорядоченности структур АГП (масштаба гидротермального процесса)
$\alpha(\alpha_i)$	коэффициент (доля) балансовых руд
k	коэффициент остаточной продуктивности вторичный ореол–первичный ореол
k'	коэффициент остаточной продуктивности поток–вторичный ореол
$1/\lambda$	коэффициент миграционной подвижности элемента
$\Pi_{\text{ап}}$	показатель асимметрии подвижности элемента
Z	показатель уровня эрозионного среза рудогенных систем
$H_{\text{полн}}$	полная протяженность оруденения на глубину, в м
H	прогнозируемая протяженность оруденения на глубину, в м
d	средневзвешенный объемный вес
χ	коэффициент подобия, характеризующий генетически однотипные месторождения
Π	вероятность обнаружения рудных объектов, в %
K_p	межинтервальная кратность
W	частота встречаемости, в %
I	количество интервалов
G_i	градиент изменения параметрической характеристики
r_{xy}	коэффициент ранговой корреляции
pH	активность водородного иона
q	кварц
fsp	калиевый полевой шпат
pl	плагиоклаз
bt	биотит
amf	амфибол
py	пироксен
mu	мусковит
ab	альбит
src	серицит
ad	андалузит
chl	хлорит
ca	кальцит
mm	монтмориллонит
kl	каолинит

Широкое применение в последние десятилетия геохимических методов поисков по первичным, вторичным ореолам и потокам привело к открытию в России сотен тысяч аномалий. Существующая методика их оценки основана преимущественно на анализе повышенных, надфоновых концентраций элементов рудного комплекса, то есть главного компонента руд и, связанных с ним положительными корреляционными связями элементов-спутников. При этом в качестве оценочных параметров используются продуктивность геохимического ореола и цифры прогнозных ресурсов полезного ископаемого. Значения последней величины определяются уровнем содержания элемента в коренном субстрате, а также пятью переменными параметрами: коэффициентами забалансовых руд (α), соответствия поток-вторичный ореол (k'), вторичный ореол-первичный ореол (k), протяженностью оруденения на глубину ($H_{\text{полн}}$) и показателем уровня эрозионного среза (Z). Диапазон колебаний значений вышеуказанных величин весьма широк, при этом отсутствуют достаточно надежные критерии их выбора для аномалий различного ранга и генезиса, локализованных в различных ландшафтных и геологических средах [194]. В этой связи оценка прогнозных ресурсов аномалий во многом субъективна, дисперсия ее колебаний для конкретной аномалии даже в жестких рамках инструкции по геохимическим методам поисков [60] может быть от рудопоявления до крупного месторождения. Вместе с тем, нередко сравнительные данные разведанных запасов месторождений и прогнозных ресурсов по геохимическим данным обнаруживают чудеса сходимости [192 и др.]; вся геохимическая литература буквально пронизана исключительно положительными примерами использования геохимических методов. Такие результаты вполне закономерны и объяснимы, являясь следствием веры геохимика-поисковика в непогрешимость и исключительность геохимических методов. Реакцией на эту

веру является подсознательное (а следовательно, без злого умысла) манипулирование значениями вышеупомянутых переменных до получения удовлетворительной сходимости оценок ресурсы-запасы.

Подтверждением несовершенства традиционно используемой в практике геохимических поисков интерпретационной базы является резкая неадекватность прогнозных ресурсов и выявленных запасов полезных ископаемых практически во всех регионах России. Так, в крупнейшем производственном подразделении в стране, в Центральной геохимической партии Северо-Восточного ПГО, укомплектованной опытными специалистами геохимиками, из порядка сотни заверенных за 10 лет (1977–1987 гг.) первоочередных (наиболее перспективных) аномалий выявлено всего одно золоторудное месторождение Школьное и один комплексный золото-серебро-оловянный рудный узел Мраморный.

В этой связи в России и странах СНГ ведется непрерывный поиск новых путей решения прогнозных задач. Не задаваясь целью анализа всех существующих и развиваемых в последнее время методик прогнозных построений, сконцентрируем внимание лишь на одном поисковом признаке — зональности аномальных геохимических полей. Результаты исследований в этом направлении в последние десятилетия свидетельствуют о решающем значении зональности при оценке масштаба разнообразных рудных объектов на всех стадиях поисков.

В настоящей работе рассмотрены общие и частные закономерности состава и строения разноранговых аномальных геохимических полей халькофильной, в меньшей степени литофильной и сидерофильной специализации, принципы выделения зональных многоуровневых геохимических систем, методика прогнозной оценки их ресурсов. При этом использованы как собственные материалы геохимических работ на Дальнем Востоке по первичным ореолам и их гипергенным производным, так и лите-

ратурные данные по различным регионам страны.

Генетические аспекты формирования рудогенных систем рассматриваются на основе работ Г.Л. Пospelova, Л.Н. Овчинникова, Д.С. Коржинского, Е.В. Плющева. Результаты исследований получены при активном участии многих коллег. Отдельные проблемы, затронутые в работе, в

различные периоды времени обсуждались с А.П. Солововым, В.М. Питулько, Е.М. Квятковским, А.А. Смысловым, А.А. Головиным, Л.Н. Бельчанской, Г.И. Хориным, В.И. Гончаровым, В.А. Буряком, А.А. Матвеевым, В.Д. Мельниковым, Ю.Н. Николаевым, В.Г. Моисеенко, В.А. Степановым, А.Ф. МIRONЮКОМ, Н.С. Остапенко. Всем им автор выражает свою признательность.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ

В общепринятом понимании геохимический ореол — это участок, обогащенный или обедненный химическим элементом относительно кларковых содержаний в результате его привноса, выноса или перераспределения под воздействием разнообразных процессов дифференциации вещества земной коры. Совокупность пространственно сближенных или совмещенных геохимических ореолов, формирование которых обусловлено конкретным геологическим событием, образует аномальное геохимическое поле (АГП). По площадным параметрам выделяются АГП рангов рудной области (РО), рудного района (РР), рудного узла (РУ), рудного поля (РП), рудного месторождения (РМ), рудного тела (РТ).

В зависимости от масштаба процесса рудоконцентрации АГП могут иметь зональную или неупорядоченную структуру. Зональность структуры АГП в самом общем случае проявляется в закономерном соотношении зон привноса и выноса элементов, участвующих в конкретном геологическом процессе. Масштабность рудоконцентрации проявляется в формировании многоуровневых мозаично-зональных аномальных геохимических систем (АГС), представляющих собой закономерно локализованные в пространстве и времени АГП

от рангов РУ, РР до РМ, РТ включительно. Каждому члену (АГП) таких сложнопостроенных АГС соответствует конкретный этап геологического развития территории.

Вещественно-минеральным выражением АГП и АГС являются рудогенные (рудно-магматические) системы (РС). Частной, но наиболее распространенной в природе разновидностью РС является гидротермально-метасоматическая система (ГМС). В свете представлений Г.Л. Пospelova [141], Е.В. Плющева и др. [104, 139] под ГМС понимаются целостные совокупности зон проявления статистически устойчивых ассоциаций гидротермалитов, сформированных в результате поэтапного воздействия на первичные горные породы постмагматических, интрателлурических (по Л.Н. Овчинникову [125]), метаморфических, диагенетических, преимущественно водных флюидов. Каждый этап развития многоуровневой ГМС обусловлен определенным геологическим событием и представляет собой ограниченный физико-химическими условиями и линейными параметрами процесс образования гидротермально-метасоматических пород. По аналогии с АГП нами выделяются ГМС рангов РР, РУ, РП, РМ, РТ. В принятых определениях РС, ГМС адекватны соответствующим АГП или АГС.

ГЕОМЕТРИЗАЦИЯ И ИЕРАРХИЗАЦИЯ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Систематика металлогенических подразделений до настоящего времени не имеет единого методического подхода к выделению объектов разного ранга и содержательным определениям. Во многих классификациях при геометризации объектов довлеют экономические критерии (рудонасыщенность, удельная рудоносность, наличие месторождений и т.д.) При таком подходе, в зависимости от сиюминутной конъюнктуры рынка на конкретные полезные ископаемые и уровня геологической изученности, мы наблюдаем многочисленные трансформации потенциально рудоносных объектов в рудные, и наоборот. В этой связи более строгими представляются иерархические классификации, опирающиеся на генетические принципы, то есть основанные на изучении соподчиненности разноранговых геологических событий (структур) и соответствующих им РС [137, 139]. Однако и при таком подходе остается проблема методов геометризации конкретных аномальных объектов и последующей их группировки по уровням организации вещества.

Наиболее объективно оконтуривание РС осуществляется с использованием данных геохимических съемок, сомасштабных рангу выделяемого объекта. Именно этот метод позволяет получить наиболее полную и непрерывную характеристику распределения содержаний химических элементов в коренном субстрате *на значительных* по площади территориях *вне зависимости* от уровня ее геолого-поисковой изученности. По этой причине геохимический способ геометризации рудных объектов имеет весьма широкое распространение. Вместе с тем, в подавляющем большинстве случаев такое оконтуривание производится на основе анализа пространственного сонахождения положительных ореолов элементов рудного комплекса без учета ореолов выноса, имеющих, как будет

показано ниже, весьма широкое распространение и важнейшее генетическое значение. Такие ореолы могут быть пространственно совмещены с положительными аномалиями, однако нередко они занимают обособленное положение. В последнем случае площади комплексных аномалий, выделенные только с использованием элементов рудного комплекса, будут занижены относительно истинных размеров природных РС. В этой связи идентификация разноранговых РС проводилась по данным площадных характеристик комплексных пространственно сближенных как положительных, так и отрицательных ореолов, то есть в принятых определениях по результатам геометризации соответствующих АГП.

В практике геохимических поисков выделение РС рангов РТ, РМ производится с использованием результатов геохимических крупно-, среднемасштабных работ по первичным и вторичным ореолам. Технология оконтуривания соответствующих АГП на этом уровне организации вещества разработана достаточно полно. Геометризация АГП старших рангов (РП, РУ, РР), как правило, осуществляется по данным литохимических съемок по потокам рассеяния масштаба 1:200 000–1:50 000. Рассмотрим различные способы оконтуривания аномальных площадей при этом виде опробования.

1.1. Способы выделения аномальных площадей при поисках по потокам рассеяния

В традиционном способе химический состав и аномальные содержания элементов в аллювии отражаются в виде линий различного цвета и толщины. Этот метод рекомендуется инструкцией по геохимическим методам поисков [60] и широко используется на практике, но при этом не

лишен ряда недостатков: он не отражает полностью всей получаемой информации о закономерностях поведения элементов; такие материалы трудно сопоставлять с геофизическими и геологическими данными; они не дают полного представления о структуре геохимического поля; выделение ореолов выноса технологически трудно осуществимо.

В других вариантах отражение аномальных потоков осуществляется в изолиниях. В частности, по способу, предложенному Г.И. Хориным и др. [193], при построении карт геохимических полей во внимание принимаются только точки опробования водотоков I порядка с равными бассейнами водосбора площадью 3–5 км². В исключительных случаях, а именно, для водотоков первого порядка протяженностью более 5 км, площадь бассейна, на наш взгляд, рационально увеличить до 5–7 км². Это делается с целью исключения пропуска рудных объектов, находящихся на склонах нижней части таких водотоков. Далее для проб, расположенных в контурах таких бассейнов, рассчитываются средние содержания всех анализируемых элементов, которые относят к центру этих бассейнов. В качестве примера на рис. 1 представлен фрагмент такой обновленной карты фактического материала территории Северного Приамурья. Затем проводится оконтуривание ореолов в изолиниях стандартным способом.

Другой вариант предложен Б.А. Досановой и др. [147]. Его основу составляет подсчет по данным литохимической съемки в каждой точке опробования удельной продуктивности с последующим использованием этих величин для построения карт в изолиниях.

В.П. Бородин для отражения потоков в изолиниях применял метод скользящего окна с различной площадью ячейки осреднения [13, 14]. При этом используются содержания элементов во всех точках опробования, попадающих в элементарную ячейку, в том числе и водотоков второго-четвертого порядков. Автором установлено, что увеличение размеров скользящего окна приводит к усилению корреляции между содержаниями в потоках и вторичных ореолах рассеяния от ее отсутствия до значимой корреляции при размерах ячейки 49 км² и более. Несмотря на это, при автоматизированной обработке геохимической

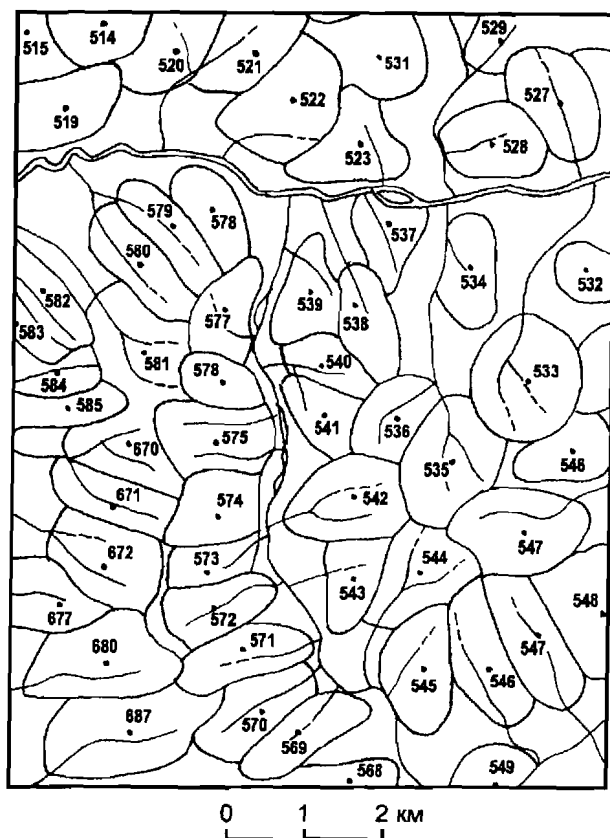


Рис. 1. Фрагмент карты фактического материала территории Северного Приамурья.

информации в рамках действующих программных систем (ГЕОСКАН, АСОИ-Геология, Регион и др.) в основном используются исходные данные, полученные при осреднении с площадью ячейки значительно меньшей 49 км².

Каждый из рассмотренных способов отражения аномальных потоков в изолиниях имеет свои достоинства и недостатки. Так, применение первого из них, по утверждению А.П. Соловова, не подкрепленного какой-либо аргументацией [179], приводит к большой потере информации и способствует получению неверных результатов. Использование второго и третьего вариантов осложняется тем, что содержания элементов в аллювии не обладают свойством аддитивности, так как площади бассейнов водосбора точек опробования варьируют в широких пределах, от $n \times 10^{-1}$ до $n \times 10^1$ км². В этой связи А.П. Соловов предлагает применять способы отражения потоков рассеяния в изолиниях только при мелко-масштабных обобщениях [179].

Очевидность такого вывода по отношению ко второму и третьему способам отражения аномальных потоков не вызывает сомнения. Однако результаты практическо-

го использования способа Г.И. Хорина на обширных территориях Дальнего Востока (Амурская, Магаданская области, Чукотский округ) находятся в явном противоречии с постулируемой А.П. Солововым точкой зрения о непригодности этого способа в практике геохимических поисков по потокам рассеяния. К сожалению, и в работах сторонников этого способа его применение аргументировано недостаточно. В этом плане рассмотрим некоторые теоретические аспекты формирования аномальных потоков рассеяния.

Модель идеального потока основана на представлениях о формировании в русле реки «средней пробы» всего бассейна денудации, то есть о равномерном поступлении материала в водоток со всей площади бассейна водосбора, расположенного выше точки опробования. Такая модель хорошо соблюдается только в руслах водотоков первого, в меньшей степени второго порядка, что подтверждается данными определения корреляции между содержаниями элементов в системе первичный ореол – вторичный ореол – поток рассеяния (табл. 1).

Приведенные в табл. 1 данные свидетельствуют о том, что распределение элементов в коренном субстрате объективно отражает только содержания из аллювия водотоков I и II порядков. Следовательно, геометризация рудогенных систем, оценка формационной принадлежности и прогнозных ресурсов коренных источников по-

токов, изучение зональности АГП могут корректно осуществляться исключительно по данным опробования верховьев речных систем.

Имеющие место отклонения характера аллювия в водотоках высоких порядков от состава «средней пробы» с позиций А.П. Соловова обусловлены возрастающей ролью в его составе материала ближних склонов. В этом плане при оценке прогнозных ресурсов (и только!) А.П. Солововым и Ю.В. Шваровым [177] предложена так называемая реальная модель потока, учитывающая, по мнению авторов, дисбаланс в аллювии водотоков высоких порядков материала ближнего сноса и привнесенного с верховьев бассейна водосбора. Апробация модели преимущественно в ландшафтах горных районов Севера России, то есть в идеальных условиях по примененности геохимического метода поисков по потокам рассеяния, в целом дала положительные результаты. Вместе с тем, существует ряд ситуаций, при которых наблюдаются значительные отклонения формирования потоков и от этой реальной модели, а именно:

1. В таежных, лесотундровых, реже тундровых трансэлювиальных ландшафтах пологих склонов и склонов средней крутизны, характеризующихся высокой степенью задернованности, залесенности и заболенности. В таких широко распространенных ландшафтах, составляющих не менее 50% территории России, по данным

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между корреляционными матрицами коренного оруденения и гипергенных аномалий на объектах Северо-Востока (данные Г.И. Хорина [196])

Номер объекта	Вид аномалии	Вторичный ореол	Поток I порядка	Поток II порядка	Поток III порядка
1	Первичный ореол	<u>0.86</u>	<u>0.63</u>	<u>0.32</u>	0.07
2		<u>0.78</u>	<u>0.42</u>	<u>0.34</u>	−0.09
3		<u>0.92</u>	<u>0.54</u>	<u>0.47</u>	0.21
1	Вторичный ореол		<u>0.63</u>	<u>0.38</u>	0.16
2			<u>0.37</u>	0.29	−0.09
3			<u>0.48</u>	0.21	−0.24
1	Поток I порядка			0.21	−0.04
2				0.29	0.02
3				<u>0.34</u>	−0.12
1	Поток II порядка				0.24
2					−0.07
3					<u>0.32</u>
% значимых связей		100.0	100.0	55.6	8.3

Примечание. Объекты: 1 — Серебряный, 2 — Кент, 3 — Угрюмый; N — 45; критическое значение коэффициента парной корреляции при 5%-ном уровне значимости $r_{5\%} = 0.294$.

А.А. Матвеева [196], денудация резко замедлена, роль делювиального смыва на два-три порядка ниже, чем в модели А.П. Соловова, Ю.В. Шварова. Другими словами, содержания элементов в аллювии водотоков высоких порядков преимущественно определяются материалом, привнесенным с верховьев бассейна водосбора, а не с ближних склонов.

2. В горных районах, характеризующихся в целом расчлененным рельефом, вниз по течению речных систем наблюдаются аналогичные вышеприведенному случаю тенденции, то есть расчлененность рельефа уменьшается, борта рек нередко имеют террасовое строение, ширина их достигает нескольких сот метров. Показателен в этом плане пример С.А. Григорова [40] по Кизил-Дереинскому полиметаллическому рудному полю Северного Кавказа, характеризующемуся резкорасчлененным рельефом. По этому автору, месторождение Кизил-Дере не отражается аномальным потоком (рис. 2) несмотря на хрестоматийную ситуацию: два рудных тела обнажаются на поверхности в бортах ручья III порядка и делювиальный материал беспрепятственно поступает в его ложе.

3. В районах широкого развития россыпных проявлений полезных ископаемых (Au, Sn и др.). В таких районах рядом исследователей [22, 70, 71, 95-99, 111, 117, 136] установлено, что в перекрывающих россыпи рыхлых отложениях образуются гипергенные ореолы широкого круга элементов (Au, Ag, W, Cu, As, Co, Ni, Y, V, Ba, Hg и др.). При этом ореолообразующие свойства россыпей возрастают от водотоков I порядка к водотокам старших порядков. В последнем случае характерна полигенность источников повышенных содержаний элементов в аллювии. С одной стороны, это коренной субстрат, с другой — гипергенные ореолы россыпей. Реального механизма выделения полезной коренной составляющей в настоящее время не существует, а использование полигенного сигнала определяет высокую дисперсию и непредсказуемость значений коэффициентов соответствия поток — вторичный ореол [196], что в конечном итоге резко сокращает возможности прогноза ресурсов в таких районах, приводит к существенному искажению контуров природных эпигенетических РС в сторону завышения.

Рассмотренные выше условия и ситуа-



Рис. 2. Распределение суммы коэффициентов минерализации ΣK_m (Pb, Zn, Cu, Co, Ag) потоков рассеяния (по С.А. Григорову [40]):

1 — 0.01–0.1; 2 — 0.11–0.2; 3 — 0.21–0.4; 4 — 0.41–0.85; 5 — более 0.85; 6 — месторождение Кизил-Дере; 7 — интервалы опробования водотоков.

ции в природе весьма типичны, а следовательно, роль аккумуляции материала от рудных тел ближних склонов в русло современных водотоков высоких порядков в предложенной А.П. Солововым, Ю.В. Шваровым реальной модели преувеличена и отражает лишь частный случай многообразных и сложных процессов формирования аномальных потоков рассеяния. Отсутствие реального механизма учета накопленных отклонений содержаний элементов от «средней пробы» ставит под сомнение применение в прогнозных построениях результатов опробования аллювия водотоков высоких порядков.

Другим важным условием применимости того или иного способа отражения геохимической информации является надежность выделения его с использованием РС, соответствующих масштабу проводимых геохимических работ. Согласно действующей инструкции [60] ранги изучаемых объектов при съемках по потокам рассеяния — это РУ, РР. Способ отражения потоков в

виде линий различной толщины по площадным параметрам позволяет удовлетворительно выделять аномальные поля этих рангов.

Оценка надежности выделения РС способом Г.И. Хорина осуществлялась на примере стандартного листа масштаба 1:200000 на территории Амурской области (N-51-IV). Для этого вся площадь листа разбивалась на равные ячейки, по площади соответствующие мелкому, среднему, крупному месторождению и среднему рудному полю. Далее определялась доля суммарной площади ячеек конкретного размера, частично (более 1/2) или полностью совпадающих с выделенными бассейнами водосбора водотоков I порядка, от площади всего листа. Полученная таким образом вероятность обнаружения рудного объекта (П) заданного размера отражена в табл. 2.

Как видно из табл. 2, способ Г.И. Хорина позволяет со 100%-ной вероятностью оконтурить РС ранга РП и с высокой вероятностью (79–92%) — РС ранга РМ, что полностью отвечает требованиям к рангу объектов поисков литохимических съемок масштабов 1:200000–1:50000. При этом существующая точка зрения некоторых исследователей [179] о резкой потере информации не имеет под собой реальной почвы, так как основана на формальном расчете объема так называемой условной информации без учета различной поисковой значимости точек опробования аллювия водотоков различного порядка.

Резюмируя вышеизложенное, рациональность и приоритетность применения метода Г.И. Хорина и др. при оконтуривании РС, изучении их зональности и прогноза рудоносности определяются достоверностью оценки и непрерывностью наблю-

дений распределения содержаний элементов в коренном субстрате, надежностью выделения РС, наглядностью и компактностью изображения геохимической информации и информативностью при дальнейших прогнозных построениях.

Достоверность обеспечивается использованием точек опробования аллювия только водотоков первого порядка, наиболее объективно характеризующих уровень содержаний элементов в коренных породах.

Непрерывность достигается путем трансформации содержаний в процессе оконтуривания аномалий методом интерполяции в существующие промежутки между геохимически охарактеризованными бассейнами водосбора, а также на отдельные участки, частично перекрытые аллохтонными отложениями.

Надежность определяется высокой и достаточной вероятностью выделения РС-рангов, соответствующих масштабу проводимых поисков по потокам рассеяния.

Наглядность предполагает возможность отображения геохимической информации в удобной для восприятия форме, легко сопоставимой с геологическими, геофизическими и другими материалами.

Компактность достигается отражением при необходимости в полном объеме результатов литохимических съемок масштаба 1:200000 на картах масштаба 1:500000.

Информативность обеспечивается более широким по сравнению с традиционными методами диапазоном прогнозных построений при высокой их надежности, в частности, при геометризации рудогенных систем, анализе формационной принадлежности источников аномальных потоков, изучении зональности, оценке масштабности процессов рудоконцентрации.

Таблица 2

Вероятность обнаружения рудных объектов (П) различной площади (лист N-51-IV)

Ранг объекта	Масштаб объекта	Размеры ячейки, км	N ₀	N ₁	П (%)
РМ	Мелкий	1×1	3837	800	79
	Средний	2×2	944	151	84
	Крупный	3×3	440	37	92
РП	Средний	6×6	123	0	100

Примечание. N₀ — общее количество ячеек заданного размера в рамках листа, приходящихся на площадь, благоприятную для постановки литохимической съемки по потокам рассеяния, N₁ — количество ячеек вне контуров бассейнов водосбора водотоков I порядка.

Площадные параметры разноранговых рудогенных систем
(данные В.М. Питулько, И.Н. Крицук [137] с дополнениями)

Металлогеническая специализация РС	Площадь РС (км ²)				Источник
	РР	РУ	РП	РМ	
Золото–серебряные, золото–кварцевые, касситерит–сульфидные, касситерит–силикатные полиметаллические проявления (Северо–Восток)	$n \times 10^3$	350–900	10–60	1–15	Данные автора
Золото–серебряные (Северо–Восток)	2200	400	До 80	До 5	[137]
Скарново–шеелитовые (Средняя Азия)	2000	500	До 60	3–5	[137]
Медно–порфировые (Урал и другие регионы)	$n \times 10^3$	300	До 70	4	[137]
Колчеданно–полиметаллические (Урал и другие регионы)	—	230	$n \times 10^1$	$n \times 10^0$	[137]
Редкометалльные	1500	200	25–70	2–7	[137]

Все это позволяет рекомендовать рассматриваемый метод к более широкому внедрению в практику геохимических работ.

1.2. Иерархизация

При всей сложности иерархизации РС и соответствующих им АГП в настоящее время единственным классификационным признаком таксонов являются их площадные параметры. Имеющиеся в литературе данные о размерах РС варьируют в весьма широких пределах, нередко приводятся только среднестатистические параметры (табл. 3). Это связано с различными методическими подходами при их выделении, слабой проработкой материалов, недостаточным объемом анализируемых данных для получения статистически устойчивых результатов. Несмотря на это, даже по этим неполным сведениям отчетливо просматривается тенденция изменения площадных параметров между рудными объектами соседних рангов на один порядок. Е.В. Плющевым, В.В. Шатовым [139] и вслед за ними В.М. Питулько, И.Н. Крицук [137] предложена десятичная классификация металлогенических (геохимических) таксонов по их размерам: РО — $n \times 10^4$, РР — $n \times 10^3$, РУ — $n \times 10^2$, РП — $n \times 10^1$, РМ — $n \times 10^0$, РТ — $n \times 10^{-1}$ км².

С целью получения более корректных оценок площадных параметров АГП нами статистически обработаны данные по 113 объектам различной металлогенической специализации, выделенным при литохимических поисках по потокам и вторичным ореолам рассеяния. При этом использо-

вался способ классификации, моделирующий функцию плотности распределения их характеристики в пространстве наблюдений. Подробное описание этого способа приводится в разд. 7.3, здесь же ограничимся рассмотрением результатов иерархизации АГП.

Реализация этого способа осуществляется путем группировки АГП по максимумам частоты их встречаемости (W) на шкале интервалов площадей (рис. 3). Как видно из приведенного рисунка, конфигурация графика определяется не только природными закономерностями, но и количеством выбранных интервалов (I) и соответственно межинтервальной кратностью (K_p) — параметром, характеризующим шаг интервала.

Так, при малом количестве интервалов графики имеют одно–двухмодальный облик (рис. 3, а), характеризуются относительно плавным изменением значений W при высокой их общей дисперсии и отражают наиболее общие по площадным параметрам совокупности АГП. При большом количестве интервалов график приобретает пилообразную форму (рис. 3, в), флуктуации величины W в этом варианте имеют случайный, бессистемный характер. Устойчивые, то есть характеризующиеся не менее чем двумя точками, экстремумы W выделяются при средних значениях K_p и I (рис. 3, б). Логично предположить, что именно такие устойчивые максимумы отражают естественные группы, а минимумы — граничные значения между ними в пределах массива значений варьирующей характеристики. С этих позиций по графику, приведенному на рис. 3, б, определены

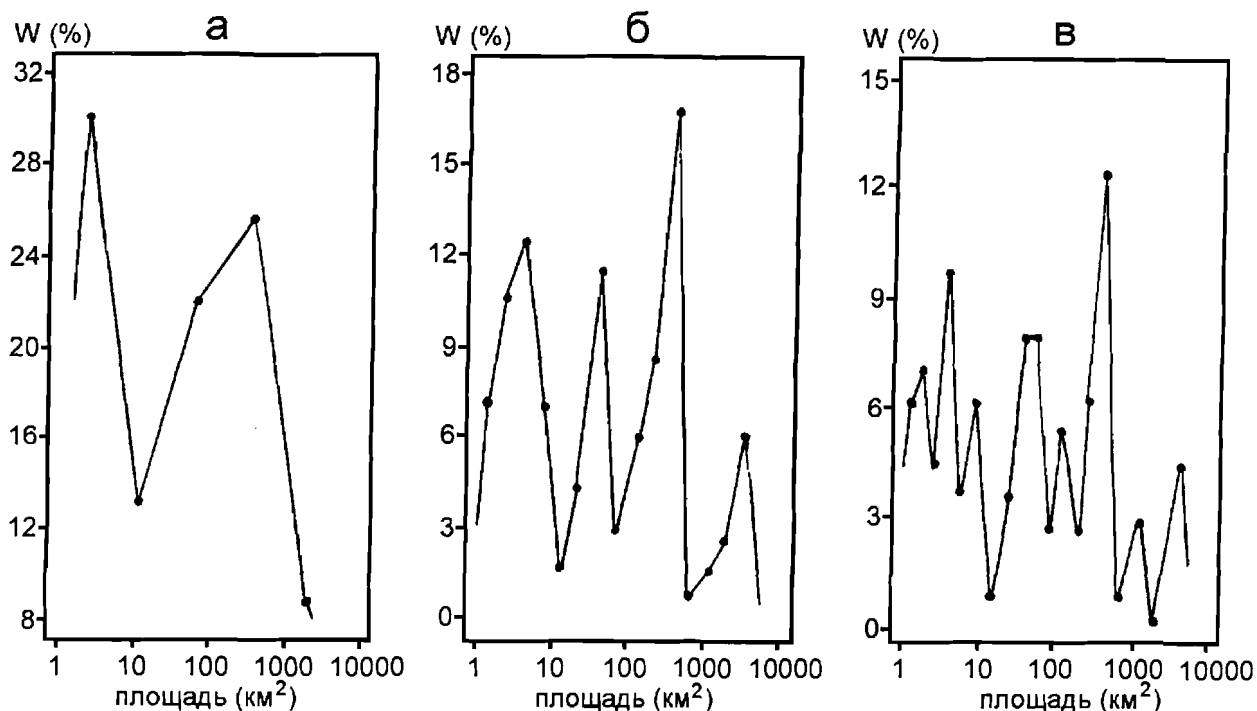


Рис. 3. Гистограммы распределения площадей АГП при различных значениях величины I : а — $I=5$; б — $I=15$; в — $I=20$.

средние значения площадных параметров разноранговых АГП, абсолютные и доверительные интервалы их колебаний, граничные значения между АГП соседних рангов (табл. 4).

Согласованность данных оценки площадей АГП (РС) различной металлогенической специализации по уровням организации вещества, ярко выраженная обособленность групп АГП по площадному параметру свидетельствуют о естественной стандартности размеров самоорганизующихся РС.

Таблица 4

Площадные параметры разноранговых АГП (РС) различной металлогенической специализации

Ранг АГП (РС)	Площадь $\pm S/\sqrt{n}$ (км^2)
РТ	$n \times 10^{-1}$
РМ	2.9 ± 1.8
РП	50 ± 25
РУ	340 ± 240
РР	4600 ± 1500
РО	32000 ± 7000

Примечание. Использованы данные по площади РС золотой, золото-серебряной, молибденовой, оловянной и полиметаллической специализации.

ЭТАПНОСТЬ ПРОЦЕССОВ РУДОКОНЦЕНТРАЦИИ

В соответствии с представлениями Г.Л. Пospelova [141] следствием развития эволюционирующих постмагматических (интрателлурических, метаморфогенных и др. — прим. авт.) процессов является поэтапное образование многоуровневых ГМС (РС) и соответствующих им АГС. Последовательность образования отдельных членов таких систем определяется ходом геологического развития конкретной территории и в самом общем случае характеризуется следующим рядом (от ранних к поздним): РС рангов РР, РУ–РП–РМ–РТ. При этом в каждом конкретном случае для РС могут быть проявлены члены этого ряда полностью или частично. Так, месторождения магматического генезиса образуются в 1–2 этапа и соответственно имеют одноуровневую структуру РС и АГС. Примером одноуровневых систем рангов РУ, РП являются различных размеров интрузии либо отдельные фазы массивов нефелиновых сиенитов, которые можно рассматривать как рудные тела на алюминий. Двухуровневыми структурами характеризуются шлировые образования тантало-ниобатов, ликвационные месторождения литофильных и сидерофильных элементов (Cu, Ni, Co и др.), концентрации рудного хромита, магнетита в ультраосновных породах и т.д. Для таких РС на I этапе происходит внедрение интрузии, на втором — процессы концентрации элементов при кристаллизации магмы. Такие месторождения (в экономическом понимании), согласно классификации по площадным параметрам, представляют собой РС рангов РП, РМ. В качестве примера таких систем можно привести месторождения железа магматического происхождения Качканар и Гусевогорское, характеризующиеся практически непрерывной аномалией главного компонента руд суммарной площадью около 40 км², то есть представляющей РС ранга РП (рис. 4).

Системы более сложного генезиса фор-

мируются в три–четыре (ряды РУ–РМ, РУ–РТ), реже пять этапов (РР–РТ). Источниками энергии в этом случае могут являться разнообразные геологические процессы: становление интрузивных, субвулканических массивов и отдельных их фаз, тектоническая перестройка района, активизация гидротермальных процессов и т.д. В качестве примера в табл. 5 приводится этапность образования ГМС Чубачинского рудного района и вещественно–минеральный состав отдельных ее членов.

Поливариантность строения РС (АГС) предопределяет актуальность оценки ожидаемой этапности формирования таких систем — необходимого условия корректной оценки их рудоносности. В самом простом случае количество уровней контрольного объекта оценивается по аналогии с эталонной РС аналогичного генезиса и

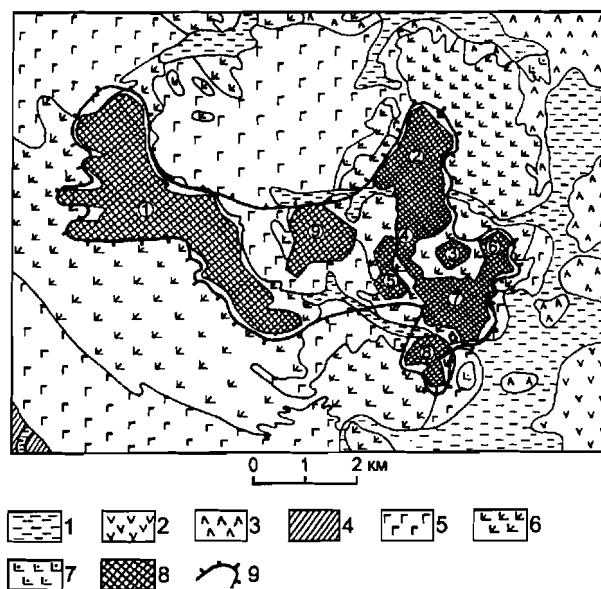


Рис. 4. Схема геологического строения района титаново–магнетитовых месторождений Гусевогорское и Качканар (по З. Рупасовой в работе [157]):

1 — аллювий; 2 — порфириты; 3 — амфиболиты; 4 — альбит–хлоритовые сланцы; 5 — габбро; 6 — пироксениты; 7 — горнблендиты; 8 — рудные залежи; 9 — контуры РС ранга РП.

Этапы образования и вещественно-минеральная характеристика ГМС
Чубачинского рудного района (Сев. Приамурье)

Этапы	Геологические процессы	Ранг ГМС (АГП)	Площадь ГМС (АГП) (км ²)	Вещественно-минеральный состав
I	Становление гранитоидной интрузии Чубачи протерозойского возраста	РР	3600	Региональные альбититы, пропилиты, скарноиды
II	Формирование купольных структур гранитоидной интрузии	РУ	200–700	Региональные грейзены, пропилиты
III	Внедрение малых интрузивных тел раннемелового возраста	РП	22–70	Региональные березиты, березито-грейзены, пропилиты
IV	Процессы локальной площадной активизации гидротермальной деятельности	РМ	1–8.5	Локальные березиты, аргиллизиты, пропилиты
V	Фильтрация гидротермальных растворов по тектоническим нарушениям	РТ	0.п	Прожилково- жильные тела, зоны пиритизации

специализации, а также по результатам реконструкции хода геологического развития конкретной территории. Вместе с тем, относительно слабая изученность АГП различной металлогенической специализации со структурных позиций обуславливает значительные сложности при выборе эталонов и соответственно при оценке ранговости контрольных АГС.

В этой связи весьма перспективное направление таких оценок — выявление общих закономерностей строения РС в зависимости от распространенности химических элементов в земной коре, уровня концентрации в природных аномальных системах, генезиса и металлогенической специализации конечных ее членов.

2.1. Этапность рудоконцентрации в зависимости от содержания элементов в земной коре и рудогенных системах

Как известно, химические элементы могут накапливаться в природных системах в различной степени. Количественным параметром уровня накопления элемента может служить величина кларка концентрации (КК) — отношения среднего содержания элемента в РС к кларку содержания в земной коре (К). Максимальными КК в РС характеризуются конечные ее члены рангов РТ, РМ. Такие предельные в природе КК в первом приближении отражают средние содержания элементов в выделяемой исследователями экономической категории — в рудных телах. С использованием данных В.И. Смирнова и др. [157] нами

проведена классификация химических элементов по уровню их концентрации в РС по плотности распределения характеристики на интервалах КК (разд. 7.3). По этому признаку выделяется пять групп элементов очень низкой, низкой, умеренной, высокой и очень высокой концентрации (рис. 5). Их характеристика приведена в табл. 6.

Высокая дисперсия предельных КК химических элементов обусловлена существенными различиями в механизме их концентрации в РС. Так, для концентрации элементов I–II групп требуются относительно небольшие затраты удельной энергии, структуры РС характеризуются про-

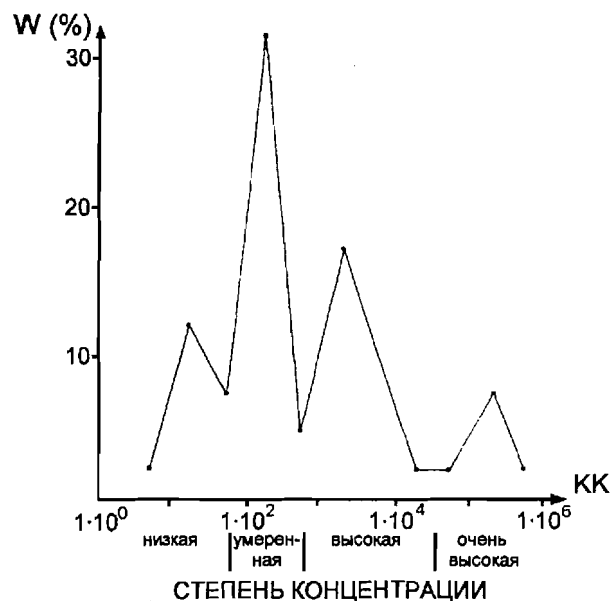


Рис. 5. Гистограмма распределения кларков концентрации элементов в рудных объектах различной металлогенической специализации.

Классификация химических элементов по уровню концентрации в рудогенных системах различной металлогенической специализации

Номер группы элементов	Уровень концентрации	$\tilde{K}K \times \varepsilon^{\pm 1}$ интервал КК	Металлогеническая специализация рудогенных систем	Иерархический ряд РС	Кол-во уровней РС
I	Очень низкий	— до 5	Si, Al	PP, PY-PP	1-2
II	Низкий	$\frac{15 \times 1.3^{\pm 1}}{10-30}$	Fe, Ti, V, Mg, Rb, P	PP, PY-PP, PM	2-3
III	Умеренный	$\frac{122 \times 1.1^{\pm 1}}{50-300}$	Zn, Th, TR, Mn, Ni, Co, Cu, Pb, Zr, Y, Sc, Ge, Pd, Nb, Ta	PP, PY-PM, PT	3-5
IV	Высокий	$\frac{1075 \times 1.2^{\pm 1}}{400-5000}$	Li, Be, U, Cr, Sn, Tl, Au, Ag, Pt, Ir, Rh, W, Mo, In	PP, PY-PM, PT	3-5
V	Очень высокий	$\frac{60260 \times 1.8^{\pm 1}}{\geq 10000}$	Re, Cs, Sb, Hg, Cd, Bi	PP, PY-PT	4-5

стым одно-трехуровневым строением, конечные члены иерархического ряда имеют площадные параметры, соответствующие рангам РП, РМ. Тогда как высокие КК элементов III-V групп достигаются длительным многоэтапным путем, что отражается в образовании трех-пятиуровневых РС, ранг конечных членов которых РТ (преимущественно жильные тела), реже РМ (порфировые, прожилково-вкрапленные руды).

Используемая в табл. 6 величина КК по данным Л.Н. Овчинникова [123] находится в обратной связи с кларками содержаний элементов в земной коре. Рассмотрим эту зависимость с точки зрения этапности развития РС.

В существующих классификациях химических элементов по распространенности в земной коре [11, 139] выделяются четыре группы элементов: широко распространенные, средней распространенности, мало и минимально распространенные. Однако эта классификация не может рассматриваться как естественная природная, так как выбор граничных значений между группами элементов весьма субъективен, интервалы кларков содержаний (К) элементов в группах в некоторых случаях перекрывают друг друга. Так, группа В по Е.В. Плющеву, В.В. Шатову [139] (элементы средней распространенности) характеризуется значениями кларка 10–4500 г/т, а группа С (малораспространенные) — 1.1–87 г/т. В этой связи нами осуществлена классификация элементов по распространенности путем использования способа классификации по плотности распределения (разд. 7.3). Как

видно из рис. 6, на гистограмме частот встречаемости кларков содержаний выделяется шесть групп элементов, которые нами обозначены как широко распространенные, средней распространенности, малораспространенные, редкие, очень редкие и редчайшие (табл. 7).

Сопоставление средних значений К для выделенных групп элементов и соответствующих им $\tilde{K}K$ -элементов в рудогенных системах позволило установить, что эти величины связаны логарифмической зависимостью (табл. 7, рис. 7). Таким образом, высоккларковые элементы характеризуются незначительной степенью концентрации в природных рудогенных системах, тогда как концентрации редких элементов

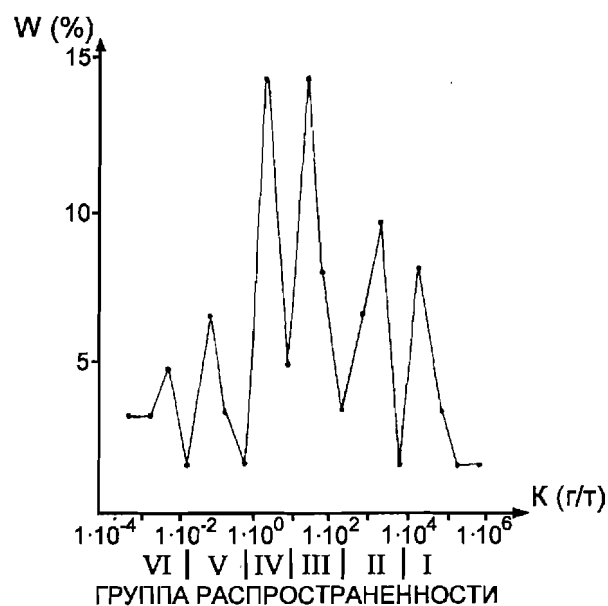


Рис. 6. Гистограмма распределения кларков содержаний элементов в земной коре.

Классификация химических элементов по распространенности в земной коре

Номер группы	Группа по распространенности	$\tilde{K} \times \epsilon^{\pm 1}$ интервал К	Химические элементы	Преобладающая форма нахождения элементов % формы	Преимущественный уровень концентрации элементов при эпигенезе (табл. 6) $\tilde{K} \times \epsilon^{\pm 1}$ /интервал КК	Прогнозируемая этапность процессов рудоконцентрации
I	Широко-распространенные (петрогенные)	$\frac{124000 \times 1.5^{\pm 1}}{19000-470000}$	O, Si, Al, Fe, Ca, Mg, Na, K	Макроминеральная 95–98	Низкий до 10	1–2
II	Средней распространенности	$\frac{980 \times 1.5^{\pm 1}}{370-4500}$	Ti, P, Ba, Sr, Zr, Mn, (H, C, S, Cl, F)	Микроминеральная $n \times 10^1$	Низкий и умеренный $89 \times 1.5^{\pm 1}/20-300$	2–3
III	Малораспространенные	$\frac{32 \times 1.2^{\pm 1}}{10-110}$	Ni, Co, Cr, V, Li, Pb, Cu, Zn, Th, Nb, Y, Ga, TR, Rb	Микроминеральная $n \times 10^1$ Безминеральная $n \times 10^1$	Умеренный $141 \times 1.3^{\pm 1}/30-840$	2–5
IV	Редкие	$\frac{2.5 \times 1.1^{\pm 1}}{1.1-3.7}$	Cs, Be, Sc, Sn, W, Mo, Ta, Hf, Ge, U, As	Безминеральная $n \times 10^1$	Высокий $965 \times 1.4^{\pm 1}/150-5000$	3–5
V	Очень редкие	$\frac{0.11 \times 1.4^{\pm 1}}{0.05-0.5}$	Sb, Cd, In, Hg, Se, Ag, Os	//	Высокий и очень высокий $8914 \times 3.4^{\pm 1}/50-300000$	4–5
VI	Редчайшие	$\frac{0.0014 \times 1.7^{\pm 1}}{0.0001-0.01}$	Pd, Bi, Au, Pt, Re, Te, Ir, Rh	//	Высокий и очень высокий $2290 \times 2.8^{\pm 1}/100-500000$	4–5

Примечание. Графа 3 — кларки содержаний отдельных элементов по данным Л.Н. Овчинникова [123], гр. 5 — по данным Е.М. Квятковского [65], гр. 6 — средние кларки концентрации отдельных элементов в рудных объектах по данным В.И. Смирнова и др. [157].

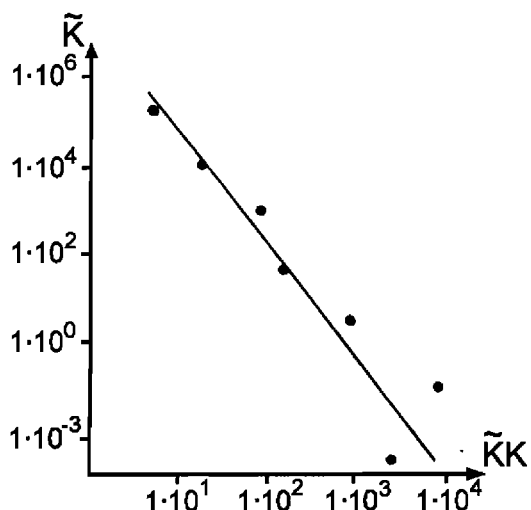


Рис. 7. Зависимость кларков концентраций в природных аномальных системах от кларков содержаний элементов в земной коре.

(группы IV–VI) могут достигать десятков-сотен тысяч кларков. Возможность образования таких ураганных сверхкларковых содержаний элементов предопределяется особенностями форм их нахождения в природе. В ряду от распространенных к редким элементам преобладающая форма (табл. 7) их нахождения изменяется от макроминеральной (группа I) к микроминеральной, изоморфной (группы II, III) и далее к безминеральной (группы IV–VI). Сменой форм от макроминеральной к безминеральной определяются возрастание подвижности элементов при постмагматических процессах [125] и соответственно расширение потенциальных возможностей их миграции, перераспределения и концентрации.

Этапность образования рудогенных систем различного генезиса

Номер группы	Генетический тип конечного члена РС	Полезные ископаемые	Преобладающая группа элементов по распространности (табл. 7)	Преимущественный уровень концентрации элементов при эпигенезе (табл. 6) $\frac{\bar{K}K \times \epsilon^{\pm 1}}{\text{интервал } KK}$	Прогнозируемая этапность процессов рудоконцентрации	Иерархические ряды членов РС	Конечные члены ряда
I	Магматический	Al, Fe, Cr, Ti, V, Ni, Co, Cu, Nb, Ta, Th	I-III	Низкий-умеренный $\frac{43 \times 1.6^{\pm 1}}{2-200}$ (без учета Cr)	1-3	РУ, РР-РУ, РР-РУ-РП, РУ-РП, РУ-РП-РМ	РУ, РП, РМ
II	Карбонатитовый	Fe, Cu, Nb, Ta, Zr, Hf, TR, Th, P	I-III	Умеренный $\frac{61 \times 1.4^{\pm 1}}{10-200}$	2-3	РР-РУ-РП, РУ-РП, РУ-РП-РМ	РП, РМ
III	Метаморфогенный	Fe, Mn, Ti, Pb, Zn, Au, U	II-IV	Умеренный $\frac{134 \times 2.1^{\pm 1}}{10-2000}$	2-4	РР-РУ-РП, РУ-РП, РР-РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ	РП, РМ
IV	Метасоматический	Be, Nb, Ta, Zr, Hf, TR, U	II-IV	Умеренный $\frac{142 \times 1.3^{\pm 1}}{50-400}$	3-4	РР-РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ-РТ	РМ, РТ
V	Скарновый	Fe, Co, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Mo, TR, Au	III-IV	Умеренный-высокий $\frac{331 \times 1.9^{\pm 1}}{10-5000}$	3-4	//	РМ, РТ
VI	Пегматитовый	Sn, Li, Cs, Rb, Be, Nb, Ta, Ga	III-IV	Умеренный-высокий $\frac{439 \times 2.6^{\pm 1}}{20-50000}$	3-4	РР-РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ-РТ	//
VII	Стратиформный	Co, Cu, Pb, Zn, Sb, Hg, Te	III-V	Умеренный-очень высокий $\frac{1229 \times 3.1^{\pm 1}}{84-100000}$	3-5	РР-РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ, РР-РУ-РП-РМ-РТ, РУ-РП-РМ-РТ	//
VIII	Грейзеновый	Sn, W, Mo, B, Be, Li	IV	Высокий $\frac{2115 \times 1.8^{\pm 1}}{400-5000}$	3-5	//	//
IX	Гидротермальный	Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Sn, W, Mo, Bi, Sb, Hg, Be, TR, Ge, Re, Ti, Cd, In, Se, Te, Au, Ag, U, Th	III-VI	Высокий-очень высокий $\frac{1673 \times 1.6^{\pm 1}}{69-500000}$	3-5	РР-РУ-РП-РМ, РУ-РП-РМ, РР-РУ-РП-РМ-РТ, РУ-РП-РМ-РТ	//

2.2. Закономерности эволюции рудогенных систем различного генезиса

Прогнозируемая зависимость этапности процессов рудообразования и содержаний

химических элементов в земной коре и рудных объектах имеет самый общий характер, так как опирается на среднестатистические значения параметров К и $\bar{K}K$. В конкретных случаях один и тот же элемент в зависимости от генезиса конечных чле-

нов РС может концентрироваться как в простых одно–двухуровневых, так и в многоуровневых системах. Например, никель и кобальт являются рудными элементами в ликвационных месторождениях (двухуровневая РС), а также в четырех–пятиуровневых РС гидротермального происхождения. В этой связи важное значение приобретает оценка этапности образования систем различного генезиса. Такая оценка проводилась с использованием среднегеометрических значений КК наиболее распространенных полезных ископаемых для основных генетических типов конечных членов РС (табл. 8).

В приведенном в табл. 8 ранжированном ряду типов месторождений по значениям КК от I к IX группе постепенно возрастает сложность строения (уровневость) РС (АГС), одновременно площади конечных членов РС уменьшаются от соответствующих рангу РП (некоторые магматические месторождения) до РТ (гидротермальные, некоторые стратиформные, грейзеновые, пегматитовые месторождения).

Следует иметь в виду, что ранговость РС (АГП) определяется не только генезисом ее конечных членов, но и зависит от начальной точки отсчета, то есть от самого крупного ранга таксона в системе, который еще можно отождествлять с конкретным, по терминологии Е.В. Плющева, В.В. Шатова [139], эпипородным телом, образованным в результате определенного геологического события. По нашим данным та-

ким таксоном в большинстве случаев является РУ, значительно реже РР (пример в табл. 5). Более крупные металлогенические подразделения, начиная с РО, часто РР, фактически представляют собой арифметическую сумму пространственно сближенных систем (АГП) младшего ранга, то есть не обладают упорядоченным внутренним строением. С учетом различной точки отсчета РС (РР и РУ) в последних графах табл. 8 представлены варианты иерархических рядов системы и ранг конечных членов РС.

Таким образом, на основе результатов формационного анализа на любой стадии литохимических поисков возможна предварительная оценка уровневости АГС, что имеет, как будет показано ниже, важное прикладное значение при прогнозе рудных объектов.

Интересно отметить, что приведенные в табл. 8 значения КК могут использоваться как косвенные признаки происхождения некоторых типов месторождений спорного генезиса. Так, низкие значения КК для карбонатитовых рудных объектов, сопоставимые с КК I группы элементов, подтверждают магматическую природу их образования. Высокое же значение стандартного множителя для стратиформных месторождений, вероятно, свидетельствует о различном генезисе отдельных их представителей, имеющих как осадочное, так и гидротермальное происхождение.

СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ

Под структурой АГП и АГС понимаются общие и частные закономерности их состава и строения. В самом общем случае структуры проявляются в упорядоченном или неупорядоченном строении АГП, то есть фактически характеризуют степень проявленности зональности аномальных полей и систем.

3.1. Понятие векторной и объемной зональности

Основы современной теории геохимической зональности были сформулированы Дж. Сперром [218] и В.Х. Эммонсом [208]. Впоследствии она получила свое развитие в трудах Н.И. Сафронова [152] и Л.Н. Овчинникова, С.В. Григоряна [126].

В настоящее время принято выделять два главных типа зональности — фациальную и стадийную. Первая из них отражает закономерное изменение химического состава РС, в основном ранга РТ по определенным направлениям, то есть фактически является векторной зональностью. Выделяются следующие виды зональности: продольная по простиранию РТ, поперечная вкрест простиранию и вертикальная по падению. В 70-е годы Л.Н. Овчинников, С.В. Григорян [126] на основе обобщения данных по зональному строению разнообразных рудных месторождений (ранг РТ) гидротермального генезиса выделили универсальный ряд вертикальной зональности. Установленная универсальность предопределяет широкое использование зональности при оценке уровня эрозии, протяженности на глубину и масштаба РС ранга РТ при производстве детальных поисковых работ по первичным ореолам.

Стадийная зональность наиболее отчетливо проявлена в связи с гранитоидными интрузиями. В самом общем виде она выражается в последовательной смене от центра интрузий к их периферии и далее

во вмещающие породы более высокотемпературных минеральных и соответствующих им геохимических ассоциаций низкотемпературными образованиями. В принятой нами терминологии такая зональность представляет собой упорядоченное закономерное положение РС ранга РМ в рамках РП, РУ либо РТ в пределах РС ранга РМ. В самом общем виде она характеризуется рядом, выделенным В.Х. Эммонсом [208]: W-As-Bi-Au-Cu-Zn-Pb-Ag-Au-Sb-Hg. В конкретных геологических обстановках наблюдаются лишь отдельные члены этого ряда, образующие весьма разнообразные по составу и внутренней структуре зональные системы [150]. Нередко такая смена геохимических ассоциаций наблюдается в рамках систем, специализированных на одно полезное ископаемое. В частности, в пределах золоторудных узлов Дальнего Востока минералого-геохимическая зональность выражается следующим общим рядом проявлений (от центральных глубокоэродированных частей гранитоидных интрузий к их периферии и далее во вмещающие породы): золото-редкометалльные (Au, Bi, Te), золото-вольфрамовые (Ag, W, As) — золото-кварцевые (Au, As, Fe) — золото-полиметаллические (Au, Pb, Zn) — золото-сульфосольные (Au, As, Sb, Cu, Pb, Ag) — золото-антимонитовые (Au, Sb). Как и в предыдущем случае, на конкретном объекте этот ряд наблюдается в усеченном виде. Направление изменчивости для такой зональности в целом радиальное и нами она обозначается как объемная зональность.

Рассмотренные выше варианты являются лишь частным проявлением объемной зональности АГП крупных рангов (РМ, РП, РУ, РР). Более сложные закономерности строения АГС выявляются при анализе не только надфоновых содержаний, но и ореолов выноса. В этом случае зональное расположение геохимических ассоциаций

рангов РТ, РМ характеризует лишь неоднородное строение внутренних частей АГП РП, РУ.

Интерференция пространственно сближенных одноранговых АГП, а также проявления АГП младших членов в контурах полей старшего ранга обуславливают настолько сложный, многовариантный, мозаично-ячеистый рисунок зональности, что при формализованном анализе всей совокупности разнознаковых аномальных содержаний широкого круга элементов вскрытие структуры АГС и отдельных ее членов практически становится невозможным, каждый объект по геохимическому строению выделяется как уникальный. При таком подходе чрезвычайно трудно из системообразующего многообразия извлечь общие закономерности формирования АГС. Этим объясняется, несмотря на активные исследования в этом направлении, крайне слабый уровень изученности общих универсальных закономерностей строения и состава АГС в целом и АГП старших рангов в частности.

В этом плане показателен опыт применения структурного метода прогноза С.А. Григоровым [41–43] с использованием алгоритма динамических сгущений «Diday». На основе анализа данных разномасштабных геохимических работ автор справедливо делает вывод о многоуровневом зональном строении геохимического поля, где каждый уровень концентрации минерального вещества служит дискретной составляющей такого поля, последовательно отражая иерархию геохимических таксонов. Объемная радиально-ядерная зональность таких систем, по автору, проявляется в закономерной локализации трех зон (от центра к периферии): ядерной зоны, зоны транзита, фронтальной зоны концентрации (рис. 8). Ядерная и фронтальная зоны характеризуются аномально высокими содержаниями элементов. Разделяющая их зона транзита имеет невысокое значение суммы кларков концентрации. По эмпирическим данным С.А. Григоровым установлено, что большая часть концентрированных запасов полезных ископаемых сосредоточена в ядерной зоне, тогда как во фронтальной зоне, не уступающей по продуктивности ядерной, доля запасов не превышает 10–30%. Критериями локализации перспективных на обнаружение полезных ископаемых участков, по автору,

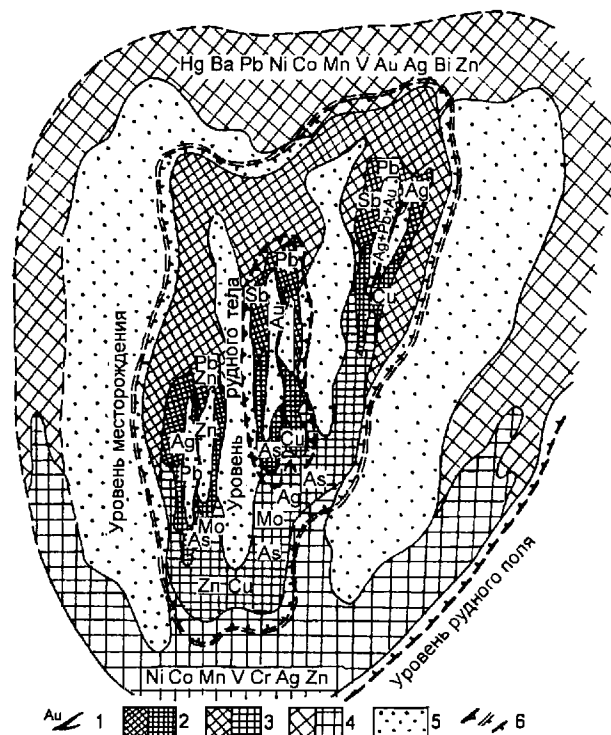


Рис. 8. Принципиальная схема структуры (в разрезе) геохимического поля жильного месторождения (по С.А. Григорову [40]):

1 — рудные тела; 2–4 — фронтальная зона концентрации уровня: 2 — рудного тела, 3 — месторождения, 4 — рудного поля; 5 — зона транзита; 6 — граница АГП различных уровней.

является качественная оценка степени упорядоченности структур ореольных систем (есть или нет зональности) и приуроченность концентрированной минерализации преимущественно к ядерным частям таких систем.

Разработки С.А. Григорова, представляя заметное явление в поисковой геохимии, вместе с тем имеют ряд существенных недостатков, резко осложняющих их практическую реализацию, а именно:

1. Способ выделения зональности аномальных систем тенденциозен, отсутствует однозначность в оконтуривании отдельных зон по суммарным кларкам концентраций или смене геохимических ассоциаций. Это положение иллюстрируется на приводимых им рисунках (рис. 9, 10) в работе [40].

2. Качественная оценка рудоносности АГС весьма субъективна, так как опирается исключительно на зрительное восприятие степени упорядоченности структур ореольных систем.

Эти недостатки являются следствием формализованного подхода при анализе состава и строения АГП, что не позволило

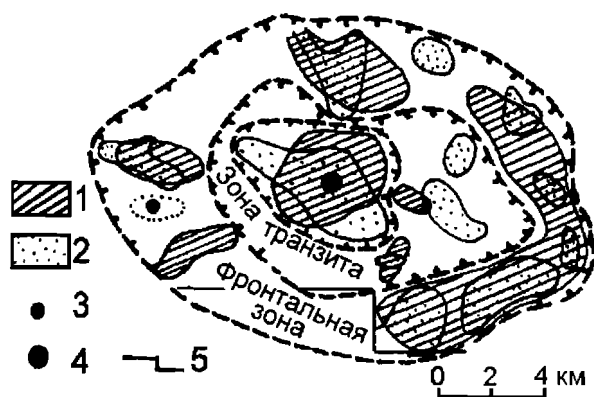


Рис. 9. АГП Тырыnyaузского РП (по С.А. Григорову [40]):

1-2 — обобщенные контуры значимых содержаний: 1 — W, Mo, Sn, As, Bi, Sb, 2 — Pb, Zn, Cu, Ag; 3 — месторождение Тырыnyaуз; 4 — участок Ташорун; 5 — границы площади опробования.

автору на фоне частных закономерностей выделить общие системообразующие свойства аномальных полей. Каждый объект, по С.А. Григорову, является уникальным по строению, сопоставимость химического состава адекватных зон АГС различных уровней организации и металлогенической специализации не просматривается.

Глубокие исследования аномальных геохимических полей позволили В.М. Питулько, И.Н. Крицук [137] сделать вывод о существовании естественной иерархии РС, объединяемых общностью механизма мобилизации, транспорта и отложения рудного вещества в ходе направленной дифференциации состава земной коры. Совокупность геохимических эквивалентов таких систем — разноранговых аномалий — образует многоуровневые АГП. Самым существенным признаком АГП на всех уровнях организации вещества (РР-РТ) и различной металлогенической специализации является объемно-зональное распределение элементов и их ассоциаций. При этом авторы выделяют две группы элементов с диаметрально противоположными тенденциями поведения: центростремительные, концентрирующиеся в центральных частях АГП, и центробежные, образующие положительные ореолы на периферии. По мнению авторов, в последовательности от АГП старших рангов к младшим членам системы закономерно увеличивается уровень накопления рудных элементов, относительно падает роль петрогенных элемен-

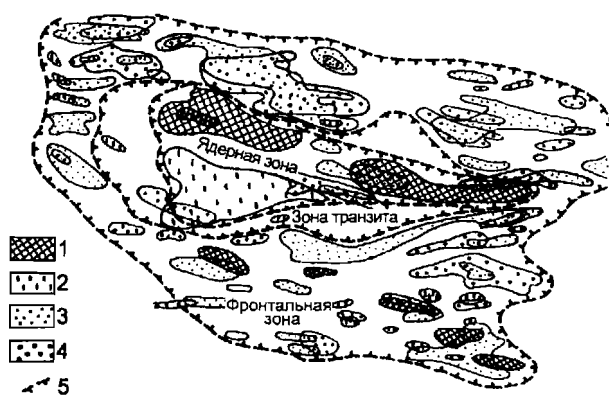


Рис. 10. АГП Ташорунского участка (ранг РМ):

1-4 — вторичные ореолы: 1 — W, 2 — Mo, 3 — Pb, 4 — Ag; 5 — структурные границы АГП (по С.А. Григорову [40]).

тов, при этом от ранга к рангу наблюдается инверсия химического состава центральных и периферийных зон АГП, то есть смена позиций элементов на противоположные (рис. 11). На основе установленных закономерностей формирования РС, и в частности АГП, авторами предлагается прогнозно-поисковый алгоритм, в котором объемная (по автору — полярная) зональность является ведущим поисковым признаком прогноза месторождений.

При всей своей теоретической и практической значимости некоторые положения и выводы авторов весьма гипотетичны, так как основываются на весьма скромном по объему фактическом материале. В частности, предлагаемые ими модели строения разноранговых АГП, инверсия химического состава АГП соседних рангов могут рассматриваться только в качестве рабочей версии.

Таким образом, явная недостаточность в изученности общих, универсальных закономерностей состава и строения АГП, в

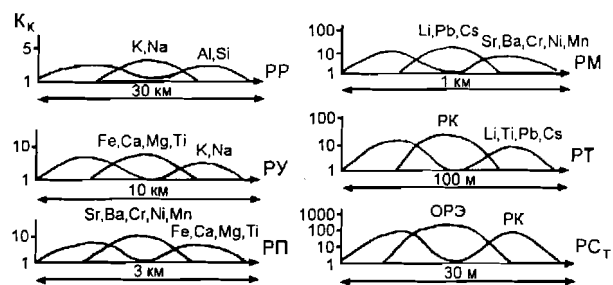


Рис. 11. Основные элементы-индикаторы ореолов рудоносных структур разного ранга и их место в рядах латеральной зональности (по В.М. Питулько, И.Н. Крицук [137]):

РК — элементы рудного комплекса; ОРЭ — основной рудный элемент; РС_Т — рудный столб.

особенности старших рангов (РР, РУ, РП), имеющих важнейшее значение в раскрытии механизма и общих условий образования рудных месторождений (основы надежности прогнозно-поисковых моделей) предопределяет актуальность решения этой задачи.

Наиболее полно в настоящее время изучены состав и строение АГП гидротермального генезиса (ГМС). Рассмотрим их структуры в последовательности от младших (РТ, РМ) к старшим членам (РП, РУ, РР) системы.

3.2. Химический состав аномальных геохимических полей рангов рудного тела, месторождения

Закономерности состава и строения АГП этих рангов наиболее изучены. Вместе с тем, традиционно сложилась преимущественная ориентация на анализ векторной зональности. В этом направлении, как указывалось выше, получены статистически устойчивые закономерности изменения химического состава положительных ореолов рудных тел различного генезиса по их падению, отраженные в известном ряде универсальной зональности элементов [126].

С совершенствованием аналитической базы, начиная с 70-х годов, многими исследователями отмечалось, что рудные тела сопровождаются помимо положительных ореолов также и ореолами выноса. Вместе с тем, последние в подавляющем большинстве случаев рассматривались как второстепенный поисковый признак, нередко их описание ограничивалось перечислением одного-двух элементов со ссылкой, что существуют и другие. Лишь немногие исследователи (Г.Я. Абрамсон, С.В. Григорян, Э.Р. Баранов, А.А. Головин, Т.С. Краснова, В.М. Питулько, И.Н. Крицук и некоторые другие) ореолам выноса придавали важное генетическое и практическое значение [1, 3, 32, 44, 137 и др.]. В частности, А.А. Головиным, Т.С. Красновой [32] на проявлениях колчеданной формации Рудного Алтая установлена обратная пропорциональная зависимость контрастности ореолов выноса некоторых элементов и элементов рудного комплекса. Эта зависимость ими использовалась при разбраковке геохимических аномалий и выделении концентрированного оруденения на фоне многочисленных зон рассеянной руд-

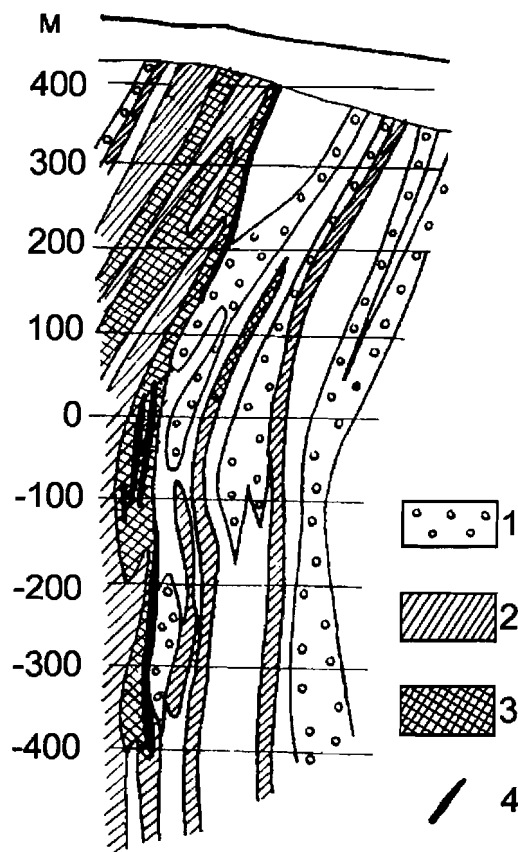


Рис. 12. Распределение величин мультипликативного показателя интенсивности P_i в вертикальном сечении через центральную часть Иртышского месторождения (по А.А. Головину, Т.С. Красновой [32]): 1–3 — величины градаций P_i : 1 — меньше 0.1, 2 — 1000–10000, 3 — больше 10000; 4 — рудные тела.

ной минерализации. При этом в качестве показателя масштаба рудного процесса применялся так называемый показатель интенсивности вида $P_i = \text{PbZnCu}/\text{VCrMn}$, представляющий собой отношение произведений содержаний главных элементов рудного комплекса и элементов, образующих ореолы выноса (рис. 12). По данным авторов более устойчивым и надежным, по сравнению с абсолютными значениями P_i , критерием прогноза промышленного оруденения является отношение площадей положительных и отрицательных ореолов этого показателя.

Другим удачным примером использования отрицательных ореолов в практических целях являются результаты работ Г.Я. Абрамсона и др. [1] на одном из золото-сульфидных месторождений Чукотки. Ими изучены два уровня организации вещества — РТ и РМ. В качестве индикаторов уровня эрозии РТ предложены коэф-

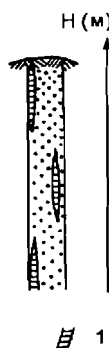


Рис. 13. Распределение величин мультипликативного показателя интенсивности P_i в вертикальном сечении через центральную часть Иртышского месторождения (по А.А. Головину, Т.С. Красновой [32]): 1–3 — величины градаций P_i : 1 — меньше 0.1, 2 — 1000–10000, 3 — больше 10000; 4 — рудные тела.

фициен-
элемен-
PbAgS
носных
ранга
мическ
выноса
произв
не реа
то же
падени

Нес-
житель
зовани
олов в
темати
стных
простр
этой с
лиз р
строен
терату
результ
Дальне
привод
АГП,
полож
ниже.

характ
на обм
Ка
четли
центр
АГП р
генети
генич
выдел
метра
ми [10

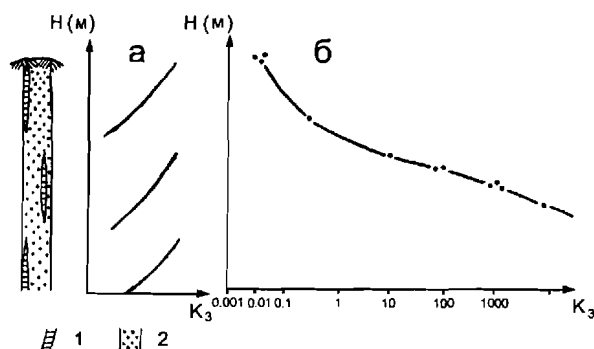


Рис. 13. Графики изменения с глубиной коэффициентов зональности первичных ореолов: а — PbAgSb/Cu²As; б — CoNiMn (по Г.Я. Абрамсону и др. [1]): 1 — рудные тела; 2 — рудная зона

коэффициенты зональности, укомплектованные элементами рудного комплекса типа PbAgSb/Cu²As. Для оценки среза рудоносных зон (в нашей терминологии ГМС ранга РМ) ими впервые в практике геохимических поисков применялись ореолы выноса элементов (Co, Ni, Mn). Значения произведения содержаний этих элементов не реагируют на отдельные рудные тела, в то же время закономерно уменьшаются по падению рудных зон (рис. 13).

Несмотря на приведенные выше положительные примеры практического использования, до сих пор данные о составе ореолов выноса в ГМС рангов РТ и РМ не систематизированы, сведения об общих и частных закономерностях локализации их в пространстве неполны и противоречивы. В этой связи нами проведен системный анализ разрозненных данных о составе и строении АГП различного генезиса по литературным источникам с привлечением результатов собственных исследований в Дальневосточном регионе. Эти сведения приводятся в табл. 9 по отдельным зонам АГП, характеристика и пространственное положение которых будут рассмотрены ниже. Здесь же отметим, что ядерная зона характеризует центральные части АГП, зона обмена — их периферию.

Как видно из табл. 9, наблюдается отчетливая анизотропия химического состава центральных и периферических частей АГП рангов РТ, РМ вне зависимости от их генетической принадлежности и металлогенической специализации. При этом нами выделяются две группы элементов с диаметрально противоположными тенденциями [168], которые в рассматриваемом кон-

тексте удачно обозначены В.Н. Питулько, И.Н. Крицук [137] как центростремительные и центробежные.

Центростремительные элементы, то есть концентрирующиеся в ядерной зоне, собственно являются элементами рудного комплекса и определяют типоморфные особенности, металлогеническую специализацию конкретных РС. В некоторых случаях отмечаются отрицательные ореолы части этих элементов в периферической зоне обмена. Так, при использовании специализированных методов анализа на золото А.Ф. Коробейниковым [80] установлено существенное его перераспределение из периферических в центральные части АГП. Показательны в этом плане данные Л.И. Лебедевой, А.А. Смыслова [85] по кимберлитам и В.И. Гребенщиковой [38] по золоторудному месторождению, которыми установлено поразительное сходство спектра элементов положительных ореолов центральных частей АГП и отрицательных их периферических зон. Однако при использовании наиболее широко распространенного полуколичественного спектрального анализа в зоне обмена нами удалось выделить ореолы выноса лишь части элементов, концентрирующихся в центре (Pb, Hg, Mo, Ba), спектр которых жестко регламентируется уровнем чувствительности этого анализа.

Отсутствие сведений об отрицательных ореолах рудных элементов на периферии АГП в большинстве приведенных выше данных, вероятнее всего, определяется аналогичной причиной на общем фоне пренебрежительного отношения к ореолам выноса как таковым. Все это позволяет предположить, что масштабы перераспределения элементов рудного комплекса в РС, несмотря на кажущуюся их ограниченность, весьма значительны.

Центробежные элементы проявляют противоположные тенденции поведения по сравнению с центростремительными, то есть образуют отрицательные ореолы в ядерной зоне и положительные в зоне обмена. Если центростремительные элементы отражают частные особенности состава АГП, то спектр второй группы элементов

¹ В данном случае имеются в виду не видовые свойства атомов [205], а направленность процессов миграции и перераспределения элементов при образовании ГМС (АГП).

Таблица 9

Химический состав АГП РС рангов РТ, РМ

Металлогеническая специализация РС	Формация (тип) месторождений, местоположение, название рудных объектов(в терминологии авторов)	Ранг АГП	Химический состав зон АГП				Источник информации
			ядерная зона		зона обмена		
			положительные ореолы	отрицательные ореолы	положительные ореолы	отрицательные ореолы	
Au, Ag	Золото–серебряная	PT, PM	Au, Ag, Mo, Pb, As, Sb, Bi, Zn, Hg, Sn	Группа Fe	Группа Fe	—	Шульгина, 1988 [202]
	Золото–серебряная (Северо–Восток: Валунистое, Карамкен, Утесное, Финиш, Ущельное, Нявленга, Теркенеи)	PT, PM		Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Ba, Y	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Y	Mo, Pb, Hg	Данные автора [160]
	Золото–серебряная (Северо–Восток)	PT	Au, Ag, Sb, As, Pb	Ni, Co, Cr, V	—	—	Нестеров, 1986 [116]
	Золото–пиритовый тип	PT	Au, Ag, Te, Sc, Bi, Sb	—	—	Au, Ag, Te, Sc, Bi, Sb	Гребенщикова, 1994 [38]
	Золото–кварц–сульфидная	PT	Au, Ag, Sb, Pb, Zn, Cu, Mo, W, As, Sn	Ni, Co, Cr, V, Mn и др.	Ni, Co, Cr, V, Mn и др.	—	Гольдмахер, Ланда, 1988 [33]
	Золото–кварцевая	PT	Au, Fe, Cu, Zn, Pb, As	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti	—	—	Некипелый, Некипелая, 1988 [115]
	Золото–кварц–сульфидная	PT	—	Ni, Co, V, Ba, Sr	—	—	Федорова и др., 1988 [188]
	Золото–кварцевая	PM	Au, Ag, As, Pb, Sb, Cu	Ni, Co, Mn, Sc	—	—	Абрамсон, 1982 [1]
	Золото–серебряная	PM	Au, Ag, As, Mo, Sb, Hg, W, Cu	Ni, Co, Cr, Ti, Ba, Na, B	—	—	Бельчанская, Лям, 1982 [8]
	Золото–кварцевая (Северо–Восток: Школьное, Светлое)	PT	Au, As, Ag, W, Sb, Pb, Hg, Cu, Bi, Mo	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Ba	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Y	Hg, Pb, Mo, Ba	Данные автора [168, 173]
Золото–рудные (Алтае–Саянская обл., 12 месторождений)	PT	—	Ni, Co, Cr, V	—	—	Алабин, 1988 [2]	
Золоторудные	PT	Au, Ag, Sb,	Ni, Co, и	—	—	Безирганов,	

Металлогеническая специализация

Au, Ag

Cu, M

Таблица 9

Продолжение таблицы 9

Металлогеническая специализация РС	Формация (тип) месторождений, местоположение, название рудных объектов (в терминологии авторов)	Ранг АГП	Химический состав зон АГП				Источник информации
			ядерная зона		зона обмена		
			положительные ореолы	отрицательные ореолы	положительные ореолы	отрицательные ореолы	
Au, Ag	Золоторудные		Zn, Pb, As, Ba	др.			1988 [6]
		PM	Au, Ag, As, Pb, Bi, W, Mo	Mn, Ba, Sr	—	—	Бурцев и др., 1986 [17]
		PT	—	Ni, Co, Cr, V, B, Na	—	—	Китаев, 1986 [67]
		PT	—	Ni, Cr, V, Mn, Ti, Ba, Mg, Ga, Sc, Li, Nb, Zr, Fe, Cs, Na	—	—	Григорян, 1982, 1987 [44, 47]
Cu, Mo	Медно-порфировая (Актогай)	PM	Cu, Mo, Ag	—	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti	—	Ивлев, Митрофанский, 1988 [59]
	Медно-молибденовые (Армения)	PM	Cu, Mo	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Ba, Ga, Sr, Ca, Hg, W	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Ba, Ga, Sr, Ca, Hg, W	—	Маркосян, Таркосян, 1988 [100]
	Медно-порфировая (Казахстан)	PM	—	Cr, V, Mn	—	—	Ванярх, Солнцев, 1988 [18]
	Медно-колчеданное (Чукотка: Вилка)	PM	Cu, Mo	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Sc	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Sc, Au	—	Данные автора
	Медно-колчеданная	PM	Cu, Mo, Ag и др.	Ni, Cr, V, Mn, Ti, Ga, Sc	—	—	Григорян, 1987 [47]
	Медно-порфировые	PM	Cu, Mo, Ag и др.	Ni, Cr, V	—	—	Григорян, 1987 [47]
	Медное	PM	Cu, Pb, Zn, Ag	Ni, Co, Cr, Pb, Sr, Ba	—	—	Ботряков, 1994 [15]
	Медно-молибде-	PM	Cu, Mo, S,	Ni, Cr, V,	—	—	Плющев, Ша-

Металлогеническая специализация РС	Формация (тип) месторождений, местоположение, название рудных объектов (в терминологии авторов)	Ранг АГП	Химический состав зон АГП				Источник информации
			ядерная зона		зона обмена		
			положительные ореолы	отрицательные ореолы	положительные ореолы	отрицательные ореолы	
Cu, Mo	новые (Чатыркуль)		Ag, Pb, Zn, C, Co, Sn	Ti, Ba, K, Na, Sr, Zr, P			тов, 1985 [139]
Pb, Zn	Колчеданно–полиметаллическая (Текелнейское РП)	PT, PM	Pb, Zn, Mo, As, Sr, Sn, P, Cu	Co, Mn, Ba, Ti	—	—	Солнцев, Франковская, 1988 [174]
	Колчеданно–полиметаллическая (Тува)	PT	—	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti	—	—	Кузубный, Макаров, 1988 [84]
	Колчеданно–полиметаллическая (Закарпатье)	PM	Cu, Pb, Zn, Sn, Y, La	Ni, Co, Cr, V, Fe	—	—	Матковский, Степанов, 1988 [101]
	Полиметаллические скарновые	PT	Pb, Zn, и др.	Ni, Co, V, Ca, Zr, Sr	—	—	Григорян, 1987 [47]
	Полиметаллические жильные	PT	Pb, Zn, и др.	Cr, V, Mn, Ti, Ba, Ga, Zr, Sr	—	—	Григорян, 1987 [47]
	Стратиформные свинцово–цинковые	PT	Pb, Zn, и др.	Cr, V, Mn, Ca, Mg, Al, Si, K	—	—	Григорян, 1987 [47]
	Колчеданно–полиметаллические (БАМ)	PT	Pb, Zn, As, Cu, Ag	Cr, V, Mn, Ti, Ga, Zr, B, Sr, Mo	—	—	Григорян, Соловьев, 1984 [48]
	Колчеданно–полиметаллические (Рудный Алтай)	PT, PM	Pb, Zn, Cu, Ag, Ba	Ni, Cr, V	—	—	Трофимов и др., 1988 [187]
	Колчеданно–полиметаллические и медно–цинковые (Алтай, 10 месторождений)	PT, PM	Pb, Zn, Cu и др.	Ni, Cr, V, Mn, Ga	Ni, Cr, V	—	Головин, 1985 [32]
	Прожилково–вкрапленные кварц–сульфидные месторождения Pb, Zn, Cu, Mo, Au, W	PT	Pb, Zn, Cu, Mo, Au, W и др.	Cr, V, Mn, Li и др.	—	—	Поликарпочкин, 1981 [140]
	Скарново–полиметаллические	PT, PM	Pb, Zn и др.	Ni, Co, Cr, V	—	—	Григорян 1987 [47]
Редкие металлы (Sn, Mo,	Пегматиты (Украина, Сибирь)	PM	Sn, Nb, Ta, Cs, Rb, Li, As, W	Ni, Co, Cr, V, Ti, Ba, Sr,	Ni, Co, Cr, V, Ti, Ba, Sr,	—	Григорян, 1982 [44]

Металлогеническая специализация

Bi, W)

C

Fe

Редкие металлы

Источники формации	Металлогеническая специализация РС	Формация (тип) месторождений, местоположение, название рудных объектов (в терминологии авторов)	Ранг АГП	Химический состав зон АГП				Источник информации
				ядерная зона		зона обмена		
				положительные ореолы	отрицательные ореолы	положительные ореолы	отрицательные ореолы	
З, 1985 [9]	Bi, W)				Zr, Pb, Zn, Sc, Cu	Zr, Pb, Zn, Sc, Cu		
Плющев, Ананьевская, 1988 [174]		Редкометалльно- сульфидные	PT	—	Ni, Co, Ba, Sr, Nb	—	—	Ежков, Рахимов, 1988 [53]
Плющев, Каров, 1988 [84]		Грейзены (Караоба, Вост. Коунрад)	PM, PT	Mo, Bi, Ag, Sb, Pb, Zn, Sn, Cu, C, F	Ni, Cr, Ti, K, Na	—	—	Плющев, Шатов, 1985 [139]
Плющев, Каров, 1988 [101]		Оловорудные	PT	Sn, As, Pb, Zn и др.	Ni, Co, Cr, V, U, Pb, Li, Cs, F, Na	—	—	Бровчук, Хорин, 1981 [16]
Плющев, Каров, 1988 [47]		Касситерит-сульфидные	PT	Sn, As, Pb, Zn и др.	Ni, Co, Cr, V, Mn	—	—	Григорян, 1987 [47]
Плющев, Каров, 1988 [47]		Грейзены	PM	W, Mo, Be, Sn, Bi, Zn, Pb, Cu	Mn, Ba, Sr, Mg, K, Na, Rb, Li	—	—	Григорян, 1987 [47]
Плющев, Каров, 1988 [47]		Медно-висмутовые месторождения (березиты)	PM	Bi, Ag, U, As, Pb, Zn, Cu, W	Co, Cr, V, Ti, K, F, Zr, Ga, W, Sc, Be, Th, Y, Yb, Nb, Na	—	—	Плющев, 1981 [104]
Плющев, Каров, 1988 [48]		Молибденовые (Шалгия)	PM, PT	Mo, W, Bi, Pb, Cu, Sn, Ag	Ni, V, Mn, Ti, Sr, K, Na	—	—	Плющев, 1985 [139]
Плющев и 1988	C	Кимберлиты	PM	Кимберлитовые трубки		Околотрубочное пространство (пиритизированные известняки)		Лебедева, Смыслов, 1988 [85]
Плющев, [32]				U, Th, Sr, Ba, Li, Rb, Cs, Nb, Sn, Cu, Zn, Pb	Ni, Co, Cr	Ni, Co, Cr, V, Cu	U, Th, Sr, Rb, Pb, Li, Zn	
Плющев, Каров, 1981	Fe	Скарново-магнетитовые	PM	Fe и др.	Cr, V, Ti, Ba, Y, Sc, Sr, Zr	—	—	Плющев, Шатов, 1985 [139]
Плющев, Каров, 1981	Редкие земли	Редкоземельно-свинцовые (Актюз)	PM, PT	Y, Yb, La, Sn, Mo, Pb, As, Ag, Bi, Zr, Nb, F, Zn, Cu	Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Na, Ga	—	—	Плющев, 1985 [139]
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								
Плющев, Каров, 1981								

Состав центробежной группы элементов АГП рангов РТ, РМ по частоте встречаемости

Но- мер п.п.	Металлогениче- ская специализа- ция РС	Элементы по частоте встречаемости			
		типичные ≥75 %	часто встре- чающиеся 50–75 %	средней встречае- мости 25–50 %	редко встре- чающиеся <25 %
I	Au, Ag	Ni, Co, Cr, V	Mn, Ti	Ba	Sr, Ga, Sc, Zr, Y, B, Li, Nb, Fe, Cs, Na, Mg, Ca
II	Cu, Mo	Ni, Cr, V, Mn, Ti	Co	Ba, Sr, Ga, Sc	Zr, Na, Ca, K, P
III	Pb, Zn	Cr, V, Mn	Ni, Co	Ti, Ba, Sr, Ga, Zr, Ca	Fe, Mg, K
IV	Редкие металлы	Ni, Co, Cr, Ti, Ba, Sr	V, Sc, Zr	Pb, Zn, Cu, Nb	
	Усредненные данные (I–IV)	Cr, Ni, V, Co	Mn, Ti, Ba, Sr	Ga, Zr, Sc	Ca, Na, K, Fe, Mg, P, Y, B, Li, Nb, Cs, Pb, Cu, Zn
V	Fe ²	Cr, V, Ti, Ba, Sr, Sc, Zr, Y			
VI	Редкие земли ²	Ni, Co, Cr, V, Ba, Sr, Ga, Na			
VII	C ²	Ni, Co, Cr, V, Cu			
	Усредненные данные (I–VII)	Cr, V	Ni, Co, Ti, Ba, Sr, Na, Mn	Ga, Zr, Sc, Y, Li	Ca, Fe, Mg, Nb, Cs, Pb, Cu, F, P, B, Zn, U, Rb, Be, Th, Yb, K

вне зависимости от генезиса РС весьма постоянен. В табл. 10 систематизированы данные по частоте встречаемости центробежных элементов в литературных источниках (табл. 9).

Как видно из табл. 10, центробежные тенденции наиболее проявлены для Cr, V, Ni, Co, Ti, Ba, Sr, Mn. Эти элементы нами рассматриваются как универсальные индикаторы зональных АГП рангов РМ, РТ различной металлогенической специализации. При этом следует иметь в виду, что спектр элементов с центробежными тенденциями может быть существенно расширен за счет средне- (Ga, Zr, Sc, Y, Li) и некоторых редко встречающихся элементов, а также элементов, определяемых специализированными методами анализа (Ca, Fe, Na, Mg, Cs, F, Th, Rb). Очевидно, что невысокий их рейтинг в табл. 10 обусловлен не природными свойствами РС, а субъективными причинами — традиционно сложившейся при прогнозных построениях преимущественной ориентацией на анализ повышенных концентраций рудных (центростремительных) элементов, что нашло свое отражение как в многочисленных публикациях,

так и в инструктивных требованиях [60, п. 2, § 370], жестко регламентирующих спектр анализируемых элементов (10–15) при детальных геохимических работах.

С другой стороны, универсальность типичных центробежных элементов не является абсолютной — в некоторых случаях часть из них может иметь центростремительные тенденции поведения. Так, в месторождениях сидерофильной группы элементов, в частности связанных с ультраосновными комплексами, никель, кобальт, хром, титан являются главными компонентами руд и соответственно концентрируются в ядерной зоне АГП. Аналогичную позицию занимает марганец в гидротермальных вулканогенных месторождениях серебра родонит–родохрозитового типа. Такие примеры можно было бы продолжить, однако для рассмотренных выше месторождений преимущественно гидротермального генезиса и халькофильной специализации они нетипичны, их можно рассматривать как исключение из общего правила, универсальность центробежных тенденций Cr, V, Ni, Co, Ti, Ba, Sr, Mn не вызывает сомнения.

² Данные по единичным АГП.

3.3. Х
ге
р

Об
става
чен
ных А
логич
ность
дом с
1.
геохим
полей
2.
аном
ний р
звоя
са хим
3.
поток
сколь
татов
разли
член
кажен
нальн
ных в
мали
следн
ореол
По эт
приво
жител
Несм
элеме
четли
Ка
соста
ранее
нии А
отчет
тов:
частн
(геох
бежн
щие
данн
эле
чивь
веде
торь
верс
халь

Таблица 10

эмости

до встре- ощиеся 5%
Ga, Sc, Zr, 3, Li, Nb, Fe, Na, Mg, Ca
Na, Ca, K, P Mg, K
Na, K, Fe, P, Y, B, Li, Cs, Pb, Cu,
Fe, Mg, Nb, Pb, Cu, F, Zn, U, Rb, Th, Yb, K

иях [60, п.
щих спектр
5) при де-

ьность ти-
в не явля-
х случаях
гостреми-
Так, в ме-
уппы эле-
ультраос-
кобальт,
компонен-
нтрируют-
ную пози-
отермаль-
ениях се-
типа. Та-
одолжить,
месторо-
ормально-
ециализа-
ассматри-
правила,
енденций
ывает со-

3.3. Химический состав аномальных геохимических полей рангов рудного поля, узла, района

Общие и частные закономерности состава и строения АГП старших рангов изучены еще в меньшей степени, чем локальных АГП. Это обусловлено помимо технологических причин (низкая чувствительность анализа некоторых элементов) рядом субъективных факторов:

1. Преимущественной ориентацией при геохимических исследованиях на анализ полей концентрирования элементов.

2. Ограничениями способа отражения аномальных потоков рассеяния в виде линий различной толщины, который не позволяет наглядно выделять ореолы выноса химических элементов.

3. Использованием при оконтуривании потоков рассеяния в виде изолиний метода скользящего окна с привлечением результатов опробования аллювия водотоков различного порядка, в том числе старших членов речной системы, что приводит к искажению довольно тонкого рисунка зональности АГП, к исчезновению сближенных в пространстве знакопеременных аномалий ядерной зоны и зоны обмена. Последнее явление часто наблюдается для ореолов центробежной группы элементов. По этой причине в литературе в основном приводятся данные по зональности положительных ореолов рудного комплекса. Несмотря на это, в некоторых публикациях элементы структур АГП старших рангов отчетливо просматриваются (табл. 11).

Как видно из табл. 11–12, качественный состав АГП старших рангов согласуется с ранее приведенными сведениями о строении АГП рангов РМ, РТ. И в этом варианте отчетливо выделяются две группы элементов: центростремительные, отражающие частные закономерности строения АГП (геохимическую специализацию), и центробежные, характеризующие наиболее общие их свойства. Сравнивая усредненные данные табл. 10, 12, можно выделить семь элементов: Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Ba с устойчивыми центробежными тенденциями поведения вне зависимости от ранга АГП, которые нами и рассматриваются как универсальные индикаторы структур АГП халькофильной специализации.

3.4. Строение аномальных геохимических полей

В каждом конкретном случае структуры АГП характеризуются различной степенью упорядоченности, другими словами, различной проявленностью объемной зональности. Наиболее широко распространены в природе АГП неупорядоченного строения, на фоне которых структуры зональных АГП представляют собой аномальное явление. Однако именно последние, являясь природными аккумуляторами химических элементов вплоть до сверххвостовых концентраций (в том числе и промышленных), имеют наиболее важное теоретическое и практическое значение. Детальное изучение зональных АГП на всех уровнях организации вещества позволяет выделить три генеральные совокупности геохимических ассоциаций, закономерно локализованные в пространстве и образующие ярко выраженные системы трехзонного строения.

Первая зона, занимающая центральные позиции в АГП, нами называется ядерной по аналогии с обозначением центральных зон метасоматических систем, предложенного Г.Л. Пospelовым [141]. В самом общем виде ядерную зону АГП любого ранга можно рассматривать как область повышенных содержаний центростремительных элементов и деконцентрации центробежных элементов.

Вторая зона — зона обмена, обрамляет ядерную зону и собственно фиксирует зональные АГП. Она представляет собой область пространственного совмещения положительных ореолов центробежных элементов и отрицательных центростремительных элементов, то есть имеет диаметрально противоположный геохимический состав по сравнению с ядерной зоной.

Третья зона — фланговая зона концентрации, с внешней стороны примыкает к зоне обмена и представляет собой область развития локальных, нередко контрастных, положительных аномалий центростремительных элементов при субфоновых содержаниях центробежных элементов.

Анизотропия структуры таких зональных АГП с противопоставлением химического состава ядерной зоны и зоны обмена, а также общие закономерности их состава отчетливо проявляются при корреляционном анализе связей химических элементов.

Химический состав АГП рангов РП, РУ, РР

Металлогеническая специализация конечных членов РС	Формация (тип) месторождений, местоположение, название рудных объектов	Ранг АГП	Химический состав зон АГП				Источники информации
			ядерная зона		зона обмена		
			положительные ореолы	отрицательные ореолы	положительные ореолы	отрицательные ореолы	
Au ³	Золото–кварцевая (Приамурье: Верхнемынское)	РУ	Au, Ag, Sb, Pb, Mo	Ni, Cu, Co, U, V, Ga, Zn, Be, Li, P, Ba, Cr, Ti, Nb, Sc, Mn	Ni, Mn, Co, Cr, V, Sn, Mo, Li, Sr, Sc, Be, Cu, Ti, Zr, U	P, Zn, Ge, Ag	Данные автора
Ag ³	Серебро–сульфосольный (Чукотка: Тнеквеемское)	РП	Au, Mo, As, Ag, Sb, W, Sn, Pb, Y	Cr, Ni, Mn, V, Co, Ba	Co, Ni, Cr, Cu, Mn, V, Be	Mo, Sn, Pb	//
Ag ³	Серебро–сульфосольный (Чукотка: Теркенейское)	РП	Au, As, Ag, Sb, Mo, W	Cr, Ni, Mn, Co, Zn, Ba, Y, V, Pb	Cr, Ni, Co, Mn, V, Cu, Ba	Mo, Ag, Sn, Pb, Y, Zn	//
Au ³	Золото–кварцевая (Приамурье: Токурское)	РУ	Au, Mo, Ag, Sb, Pb	Ni, U, Ga, Cr, Li, P, Co, V, Mn, Ba, Zn, Cu, Be, Ti, Nb, Sc	Ag, Ni, V, Mn, Cr, Co, Sn, Sr, Ti, Zr	P, Zn, Ba, Li, Mo	Данные автора
Mo ³	Молибден–порфировая (Приамурье: Чубачи)	РУ	Mo, W, Ag, Zr	Ga, Mn, Ge, Li, Co, Ti, Sn, Cu, Zn, P, Nb, B, V, Pb, Ni, Cr	Ni, Cr, Co, Ba, Sc	B, Ga, Li, / Nb, Ti, Cu, Ge, Mo, Pb, Sn	//
Au ³	Золото–кварцевая (Приамурье: Бамский)	РУ	Ag, Ba, Zn, Pb, Bi, Mo, Ti, Zr, Y, Li, Au	Mn, V, Nb, Ni, Sn, Cu, La, Co	Ni, Co, Cr, Zn, Au, Ba, Zr, Cu, Ti, Be, V	Ga, Mn, B, P, Ge, As, Nb, Li	//
Au, Mo, Ag ²	Золото–кварцевая молибден–порфировая, золото–серебряная	РР	Ag, Au, Bi, Pb, Zn, Bi, Mo		Ni, Co, Cr, Zn, V, Zr, Ge, Cu, Mn, Ga, Ti	Nb, Li, Pb, B, La, Sn, Y	Данные автора
Au, Sn, Ag	Золото–серебряная, серебро–полиметаллическая, касситерит–силикатная	РР, РУ	Ag, Pb, Sn, Au, Zn	Ni, Co, Cr, Cu, Mn, Ba, Sc, Sr	—	—	Варгунина, 1986 [19]
Редкие металлы	Редкометаллическая	РП	Mo, Be, Cu, W, As, Au, Ag, Sb	—	Ni, Co, V, Mn, Zn	—	Григоров, Куклин, 1986 [43]
Au, Ag	Золото–серебряная	РУ	Au, Ag, Pb, Mo, Zn, As	—	Ni, Co, Cr, V	—	Хорин и др., 1992 [196]
Au	Золото–скарновые (Горный Алтай)	РР ⁴	Au, Cu, Bi, Pb, Mo	—	Ni, Co, Mn, Ba, Ti	—	Гусев, 1994 [50]

³ Элементы перечислены для положительных ореолов в порядке убывания КК, для отрицательных — в порядке увеличения КК.

⁴ По автору РУ, по нашей классификации АГП ранга РР (площадь АГП 1830 км²).

Источники информации
Данные автора
//
//
Данные автора
//
Данные автора
Варгунина, 1986 [19]
Григоров, Кукулин, 1986 [43]
Хорин и др., 1992 [196]
Гусев, 1994 [50]

отрицатель-

Металлогеническая специализация конечных членов РС	Формация (тип) месторождений, местоположение, название рудных объектов	Ранг АГП	Химический состав зон АГП				Источники информации
			ядерная зона		зона обмена		
			положительные ореолы	отрицательные ореолы	положительные ореолы	отрицательные ореолы	
Au, Ag ²	Золото-кварцевая, серебро-полиметаллическая (Сев. Приохотье: Школьное, Иньякан, Тенькинский, Ардок, Амын, Чалбыга, Светлое, Завитая, Холоднинская)	РУ, РП	Au, Ag, As, W, Sb, Pb, Cu, Bi	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti, Ba, Y, Pb, Zn	Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti	—	Данные автора, 1990 [160,168, 171,173]
Au	Золото-полиметаллическая (Сев. Казахстан)	РП	Ag, Pb, Zn, Sn, Cu, Mo, Sc, Mn	Ni, Co, V, Mn, Ba, Ti, Sc, Rb, Pb, Zn, Ag	Ni, Co, V, Mn, Ba, Ti, Sc, Rb, Pb, Zn, Ag	Ag, Pb, Sn, Zn, Cu, Mo, Sc, Mn	Питулько, Крицук, 1990 [137]

Таблица 12

Состав центробежной группы элементов АГП рангов РР, РУ, РП по частоте встречаемости

Типичные (>75%)	Часто встречающиеся (50–75%)	Средней встречаемости (25–50%)	Редко встречающиеся (5–25%)	Единичные случаи (<5%)
Ni, Co, V, Mn, Cr	Ba, Ti, Cu, Zn	Sc, Be	Ga, U, Li, P, Nb, Pb, Y, Sn, Sr, Rb	B, La, Ag, Au

В качестве примера на рис. 14 приведены корреляционные диаграммы Тнекевской АГС (Чукотка) последовательно от АГП ранга РУ до РТ. При этом для построения диаграммы АГП ранга РУ использовались данные съемки по потокам рассеяния, рангов РП, РМ — по вторичным ореолам рассеяния, ранга РТ — по первичным ореолам. Как видно из рисунка, на всех уровнях организации вещества обособливаются две антагонистические группы элементов, имеющие отрицательные корреляционные связи. Для первой из них — центростремительных элементов (Au, Ag, As, Mo, Pb, Cu) — наиболее сильные и устойчивые связи характерны для АГП рангов РП, РМ. Ослабление их для АГП ранга РУ естественно, так как при построении диаграммы использованы данные съемки по потокам рассеяния, содержания в которых наиболее подвержены влиянию разнообразных гипергенных процессов, для РТ связано с имеющими место смещениями в горизонтальной плоскости максимальных содержаний надрудных-верхне-

рудных элементов (As, Cu) относительно элементов, накапливающихся на более глубоких горизонтах (Pb, Mo, Au). Более устойчивыми связями характеризуется вторая группа центробежных элементов (Ni, Co, Cr, V, Mn, Ba, Y, Zn, Pb, Cu), хотя в связи с гипергенными процессами и в этом случае для АГП ранга РУ они незначительно ослаблены. Аналогичные закономерности прослеживаются и для отрицательных связей элементов, при этом для АГП РУ, РТ фиксируются лишь тенденции к отрицательной связи центробежных и центростремительных элементов.

В целом все изученные АГП халькофильной специализации и уровня организации вещества характеризуются фиксированным составом корреляционного ядра центробежных элементов, широкой изменчивостью спектра ядра (или нескольких ядер) центростремительных элементов при устойчивой обособленности на корреляционных диаграммах этих двух геохимических групп. Таким образом, на основе анализа корреляционных связей элементов в ано-

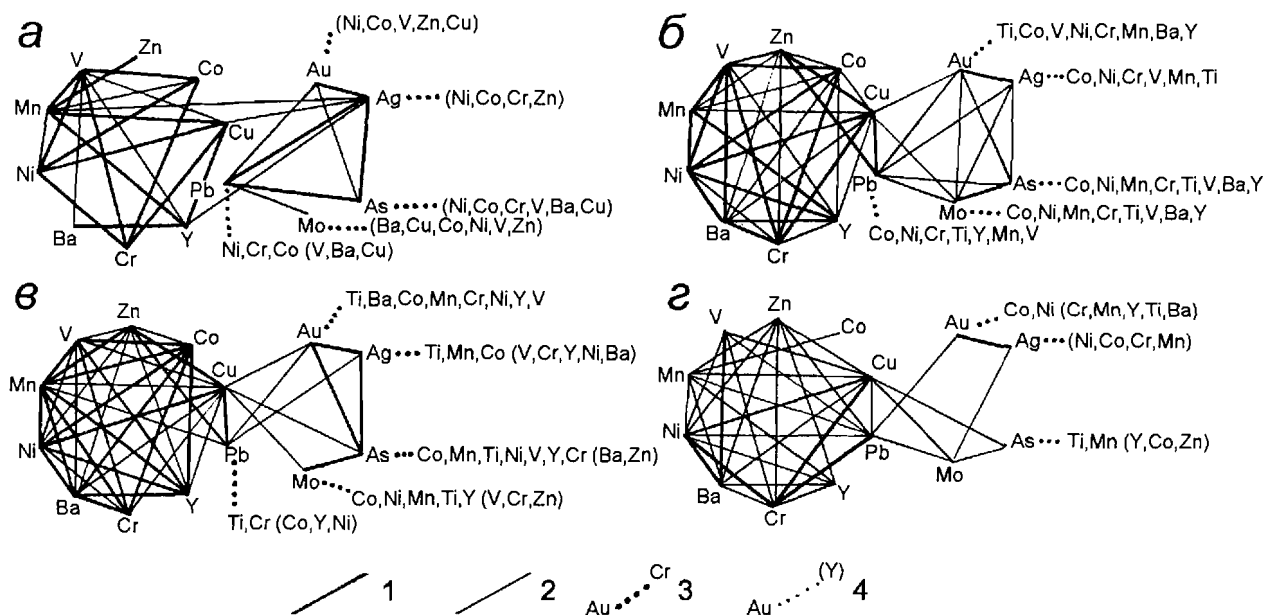


Рис. 14. Корреляционные диаграммы Тнеквеевской АГС (золото–серебряная специализация): а — АГП РУ, б — АГП РП, в — АГП РМ, г — АГП РТ: 1 — сильные положительные связи ($r > 2r_{5\%}$); 2 — значимые положительные связи ($r > r_{5\%}$); 3 — значимые отрицательные связи ($r < -r_{5\%}$); 4 — элементы, имеющие тенденцию к отрицательной связи.

мальных областях возможно решение обратной задачи — выделение центробежных и центростремительных элементов с последующим их использованием в прогнозных построениях.

АГП неупорядоченного строения представляют собой совокупность пространственно сближенных групп локальных аномалий центростремительных элементов при субфоновых содержаниях центробежных элементов, то есть по составу эти АГП сопоставимы с фланговой зоной концентрации зональных АГП. В этой связи геометризация зональных АГП на фоне АГП неупорядоченного строения представляет определенные сложности. В таких случаях оконтуривание зональных АГП в первом приближении может осуществляться по внешней границе зоны обмена.

3.4.1. Морфология

Морфология рассмотренных выше зональных АГП в реальных условиях весьма разнообразна (рис. 12, 15, 16). При этом можно выделить общие и частные морфологические свойства зональных АГП. Общие свойства характеризуют объемную или площадную форму АГП в целом, частные — особенности внутреннего строения, то есть форму отдельных зон АГП в их взаимосвязи.

По внешнему контуру АГП выделяются три морфологических типа структур: сфероидные (рис. 15, а, б, в, д; 16, а–в), уплощенно-дисковидные (рис. 15, г), линейные (рис. 12). По аналогии с обозначениями морфологических типов рудных полей [178] значения коэффициента линейности АГП, то есть отношение максимальной длины к характерной ширине, для сфероидных принимается равным менее 3, уплощенно-дисковидных — 3–10, линейных — более 10. По этой классификации АГП ранга РТ чаще всего имеют линейную форму, тогда как для АГП рангов РМ, РП, РУ, РР резко преобладает сфероидный тип при подчиненном значении уплощенно-дисковидного и линейного.

По внутреннему содержанию на современном уровне эрозионного среза фиксируются три класса структур: простые (рис. 15, а, г, д; 16, б, в; 12), ритмично зональные (рис. 15, б, в; 16, а) и структуры типа конского хвоста (рис. 16, а, б, в). Как видно из приведенных рисунков, нередко наблюдаются комбинации этих элементарных типов (рис. 16, а, б, в). Например, на рис. 16, а приведена сфероидная, ритмично-зональная структура АГП типа конского хвоста.

Следует иметь в виду, что только для АГП младших рангов (РТ, в меньшей степени РМ) имеются надежные данные об их

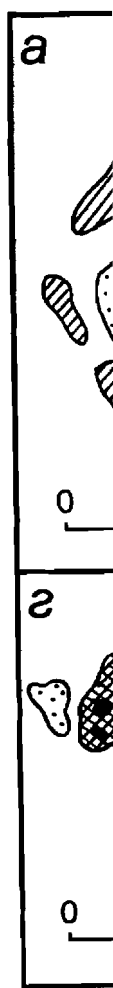


Рис. 15. АГП РУ, г — АГП РТ: 1 — ядро, 2 — зона, 3 — периферия, 4 — зона

объем соотве урове руетс ведки первы вертик десяти В : глубин косвет опред связи объем го или ченнь залега рех си на ри

Ni, Cr, Mn, Ba, Y
 Co, Ni, Cr, V, Mn, Ti
 Co, Ni, Mn, Cr, Ti, V, Ba, Y
 Mn, Cr, Ti, V, Ba, Y
 Cr, Mn, Y, Ti, Ba
 Ni, Co, Cr, Mn
 Mn (Y, Co, Zn)

изация):
 вязи ($r > 2\Gamma_{5\%}$);
 ($r < -\Gamma_{5\%}$); 4 —

выделяются
 структур: сфе-
 а-в), упло-
), линейные
 значениями
 полей [178]
 ности АГП,
 ой длины к
 фероидных
 площенно-
 х — более
 1 ранга РТ
 урму, тогда
 , РР резко
 три подчи-
 сквидного

на совре-
 за фикси-
 простые
 мично зо-
 структуры
 б, в). Как
 , нередко
 элементар-
 имер, на
 , ритмич-
 конского

лько для
 шей сте-
 ые об их

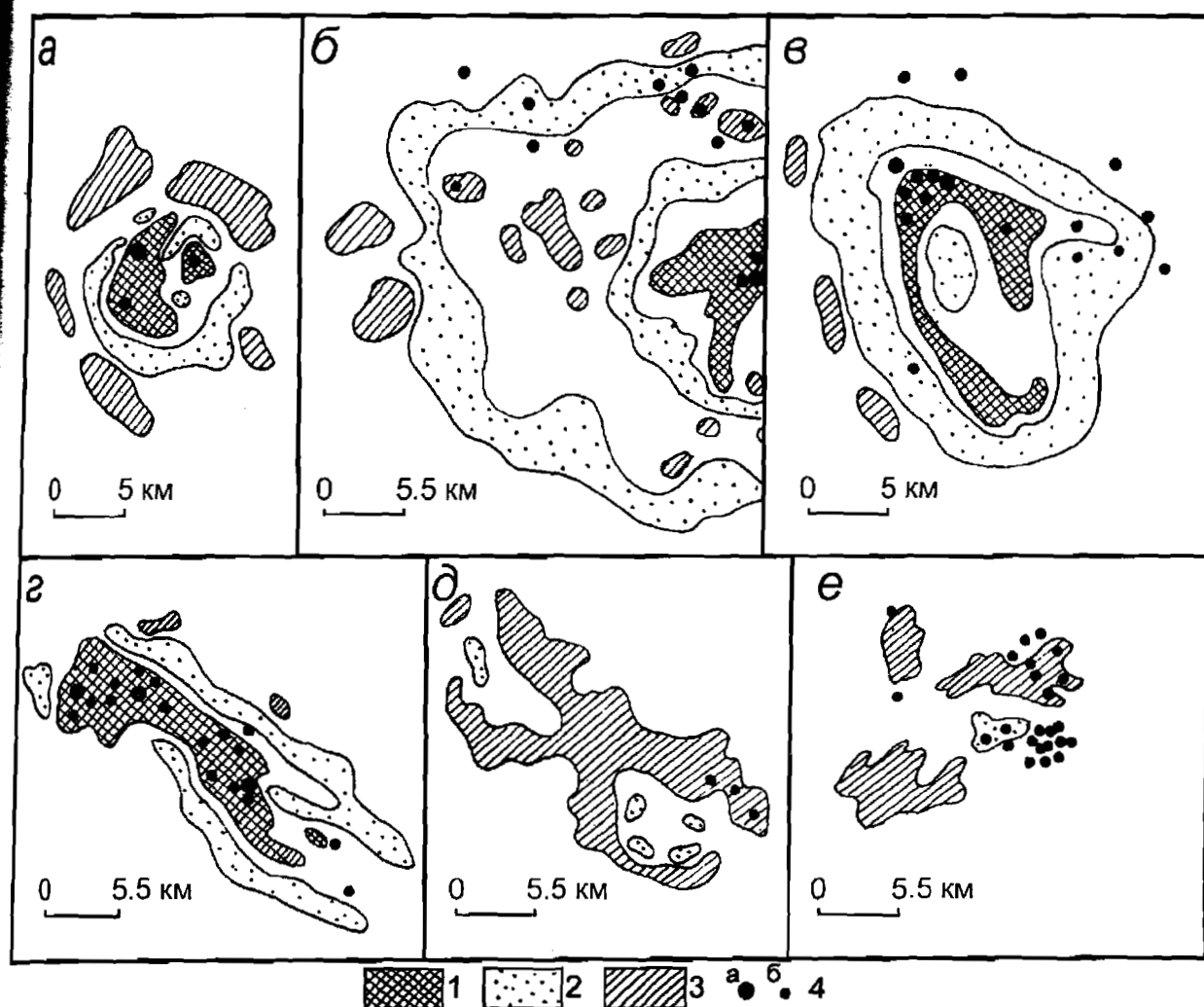


Рис. 15. Структуры АГП рангов РР, РУ: а — Бамского РУ, б — Дусканынского РР, в — Токурского РУ, з — Тенгинского РУ, д — Ардокского РУ, е — АГП неупорядоченного строения Омчугское (ранг РУ);

1 — ядерная зона; 2 — зона обмена; 3 — фланговая зона концентрации; 4 — проявления полезных ископаемых: а — месторождения, б — рудопроявления.

объемном строении, тогда как для РС и соответствующих им АГП старших рангов уровень достоверных знаний регламентируется техническими возможностями разведки и ограничивается в лучшем случае первыми километрами при прогнозируемой вертикальной протяженности таких РС в десятки километров [139].

В этом случае реконструкция строения глубинных частей РС осуществляется по косвенным данным, а следовательно, в определенной степени гипотетична. В этой связи важнейшее значение в познании объемного строения имеют АГП наклонного или пологого залегания. Среди всех изученных нами АГП старших рангов такое залегание просматривается всего в четырех случаях, три из которых представлены на рис. 16. О наклонном залегании этих

АГП свидетельствует форма ядерных зон и фланговых зон концентрации, аналогичная структурам типа конского хвоста некоторых жильных месторождений при закономерном положении продуцирующего эти АГП источника вещества и энергии (в основании «хвоста»). В приведенных примерах корневые части РС будут располагаться на рис. 16, а — в левой, б — в нижней, в — в правой части рисунка. Очевидно, что различные варианты вертикальных разрезов вкрест простиранию представленных на рис. 16 АГП будут характеризовать разнообразные морфологические типы горизонтальных сечений АГП крутого залегания, в частности, и все приведенные на рис. 15. Например, сечение АГП Валунистого РП (рис. 16, а) в средней ее части морфологически адекватно ритмично зональной АГП

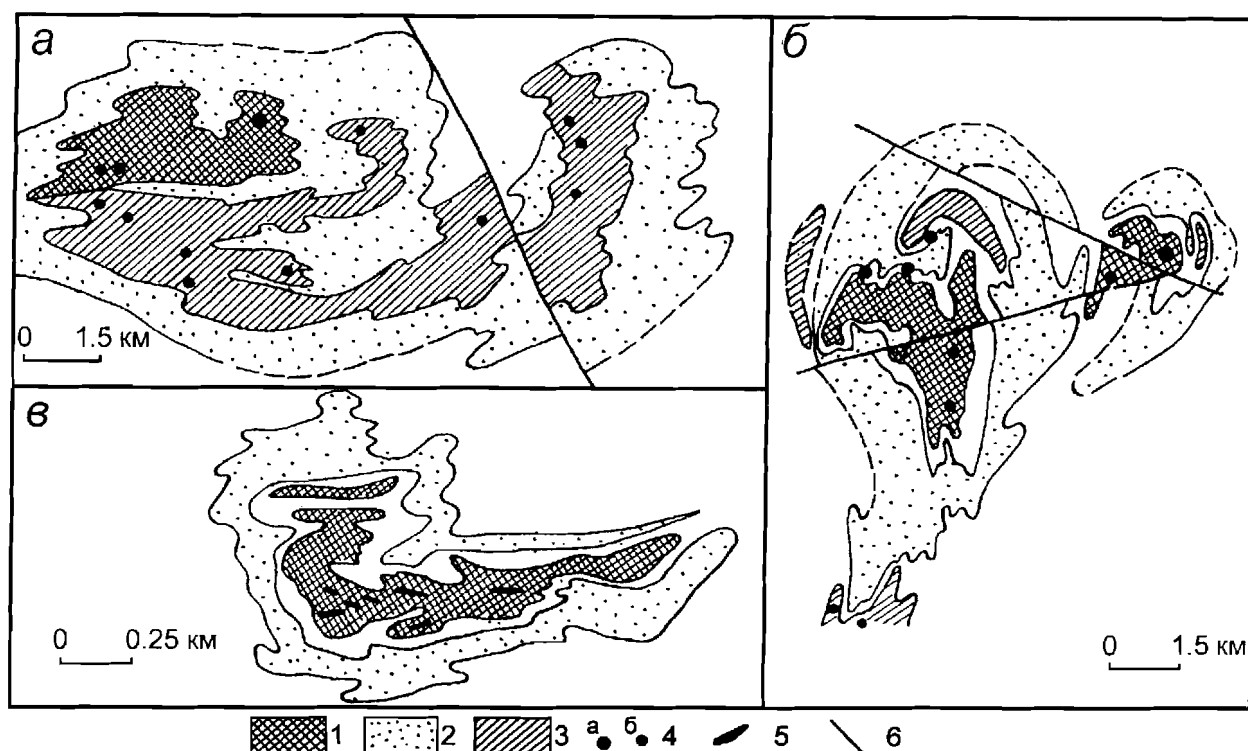


Рис. 16. Структуры АГП рангов РП, РМ: а — Валунистого РП, б — Тнеквеемского РП, в — Школьного РМ:

1 — ядерная зона; 2 — зона обмена; 3 — фланговая зона концентрации; 4 — проявления полезных ископаемых: а — месторождения, б — рудопроявления; 5 — рудные тела; 6 — разломы-сместители.

Дусканьинского РУ (рис. 15, б). Приведенные выше примеры, отражая все основные морфологические типы, являются лишь частью выделенных нами зональных АГП. В целом параллелизуя эти данные с хорошо изученными морфоструктурами рудных месторождений, наиболее типичной формой АГП всех рангов в вертикальном разрезе (по направлению движения флюидов) представляется факелообразная, нередко усложненная латеральными и нисходящими ветвями флюидопотока (структуры типа конского хвоста).

3.4.2. Векторная зональность

Рассмотренные закономерности зонального строения АГП различных рангов имеют наиболее общий характер. Их структуры в естественных условиях существенно усложняются за счет проявления в пределах АГП старших рангов более младших членов системы, а также векторно-зонального строения отдельных зон таких систем.

Неоднородность АГС как совокупности разноранговых АГП проявляется в виде последовательно локализованных младших членов системы в пределах преиму-

ущественно периферических частей ядерной зоны АГП старшего ранга. В идеальном случае такое многоуровневое от РТ до РУ (РР) строение АГС мы могли бы наблюдать при детальном геохимическом изучении (например, масштаба 1:100000) весьма обширных площадей. Однако требования экономической целесообразности предопределяют поэтапное вскрытие структур АГП от старших к младшим членам системы путем последовательной детализации геохимических исследований. Масштаб геохимических работ, а соответственно плотность геохимического опробования определяют вероятность обнаружения РС различного ранга. Эмпирически установлено, что исследованиями конкретного масштаба выявляется от двух до четырех уровней организации вещества. Так, литохимическая съемка по потокам рассеяния масштаба 1:200000 позволяет выделить со стопроцентной гарантией зональные АГП рангов РР, РУ и самые крупные — ранга РП. Для более локальных АГП (мелкие РП, все РМ) зональное строение не устанавливается, выделяется лишь ядерная зона, тогда как более локальная по площадным параметрам зона обмена теряет-

Масштаб работ

1:200 000
1:50 000
1:25 000
1:10 000
1:5 000
1:2 000

ся. Результаты зависят от масштаба и приведены в таблице.

Неоднородность векторности проявляется в том, что в АГП рангов РР, РУ, РМ в горячем состоянии проявляются проявления гидротермального типа (сильно обогащенные Zn-Pb-Ag).

Сведения о ореоловности. Сведения о гидротермальных проявлениях в Восточной Сибири (таблица).

Ряд

Месторождения
Касситовые
Медно-полиметаллические
Золоторудные
Золоторудные
Золоторудные
Медно-полиметаллические
Обобщенные

⁵ Выделены

Вероятность выявления зональных АГП и отдельных ее элементов
в зависимости от масштаба геохимических работ

Масштаб работ	Стандартные площади работ (км ²)	Вероятность выявления			
		АГП зонального строения		ядерной зоны зональных АГП	
		высокая (>90 %)	низкая (<50 %)	высокая (>90 %)	низкая (<50 %)
1:200 000	$n \times 10^3$ и более	РР, РУ	РП	РП	РМ
1:50 000	$n \times 10^1 - n \times 10^3$	РУ, РП	РМ	РМ	РТ
1:25 000	$n \times 10^0 - n \times 10^1$	РП	РМ	РМ	РТ
1:10 000	$n \times 10^0$	РМ	РТ	РТ	—
1:5 000	$n \times 10^{-1} - n \times 10^0$	РМ	РТ	РТ	—
1:2 000	$n \times 10^{-1}$	РМ, РТ	—	—	—

ся. Результаты качественной оценки вероятности выявленных разноранговых РС в зависимости от масштаба и площади работ приведены в табл. 13.

Неоднородности АГП, обусловленные их векторной зональностью, как отмечалось выше (с. 22), наиболее изучены для АГП ранга РТ. На этом уровне С.В. Григоряном, Л.В. Овчинниковым [126] установлен универсальный ряд осевой зональности положительных ореолов рудных тел гидротермального генезиса следующего вида (снизу вверх): U-Mo-Co-Ni-Bi-Cu-Au-Zn-Pb-Ag-Cd-Hg, As, Sb-Ba.

Сведения о зональности отрицательных ореолов рудных тел неполны и противоречивы. Сводные данные по некоторым типам гидротермальных месторождений приводятся в работе В.М. Питулько [137]. С привлечением собственных материалов по золото-кварцевым месторождениям Северо-Востока определен обобщенный ряд осевой зональности отрицательных ореолов (табл. 14).

По данным табл. 14 среди типичных центробежных элементов в первом приближении нами выделяются три группы, характеризующие максимум относительно-го выноса на тех или иных горизонтах: нижнерудные — Na, V, Ba, рудные — Ti, Co, Ni, верхнерудные — Cr, Mn. Ограниченность исходного фактического материала позволяет рассматривать установленную зональность как ориентировочную, требующую дальнейшего изучения и уточнения.

Сведения о векторной зональности АГП старших рангов практически вообще отсутствуют. Предложенные В.М. Питулько коэффициенты зональности опираются на общетеоретические воззрения автора о строении разноранговых АГП, нашедшие свое отражение в предложенных им моделях (рис. 11). Однако приведенный нами фактический материал не подтверждает инверсионного характера химического состава АГП смежных рангов, а следовательно, и применение на практике этих ко-

Таблица 14

Ряды осевой зональности отрицательных ореолов рудных тел гидротермального генезиса
(данные В.М. Питулько [137] с дополнениями)

Месторождения	Ряды зональности (снизу вверх)
Касситерит-сульфидные	Co-V-Ni-Cr-Mn
Медно-колчеданные	V-Ti-Ga, Sc-Ni, Cr-Mn
Полиметаллические жильные	V-Ti, Ba-Ga, Zr-Cr-Mn, Sr
Золоторудные высокотемпературные	Mg-V-Ga, Sc-Cr-Mn
Золоторудные среднетемпературные,	Li, Nb-Ba-Zr, V-Ti, Cr, Fe
Золото-кварцевой формации	Zn-Ti-Ba-V-Mn-Co-Ni
Золоторудные низкотемпературные	Li, Cs, Na-V-Ti, Ni, Cr-Mn
Медно-порфировые	V-Cr-Ni
Обобщенный ряд зональности ⁵	Li, Cs, Na-V-Nb-Ba, Zr-Ti, Ga, Sc-Co-Ni-Cr-Mn

⁵ Выделены типичные центробежные элементы (табл. 10).

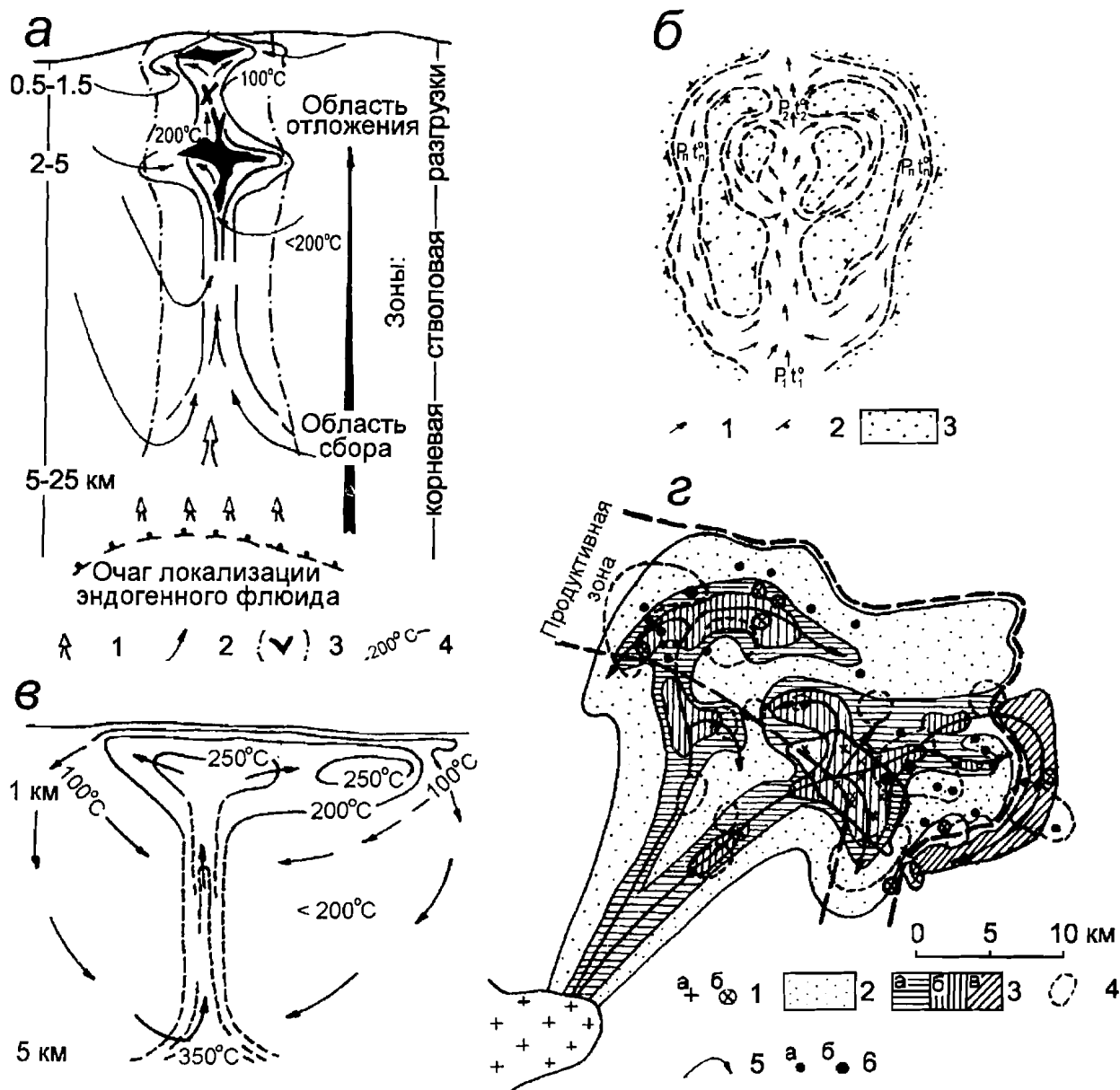


Рис. 17. Модели рудогенных систем.

а — модель гидротермальной системы по Г.Л. Пospelову [141]: 1 — восходящий поток глубинного флюида; 2 — нисходящий поток вадозных вод; 3 — гидротермальная система; 4 — изотермы растворов.

б — идеализированная схема тепломассопереноса по С.А. Григорову [40]: 1 — направление движения гидротермальных флюидов в термоградиентном поле $t_1^0 - t_2...t_n^0$, $P_1...P_2$ — физико-химические параметры системы; 2 — направление движения фронта системы; 3 — вмещающий субстрат.

в — вулcano-гидротермальная система Уайракей (по К.Дж. Бануэлу [137]). Измеренные (сплошные линии) и экстраполированные (штриховые) изотермы на глубину 5 км от поверхности.

г — модель АГП Верхнемынского РУ (Сев. Приамурье): 1 — энергетические источники образования АГП ранга: **а** — РУ (палеозойские граниты), **б** — РП (палеозойские гранодиориты, нижнемеловые дациты, андезиты); 2-3 — структура АГП ранга РУ: 2 — зона обмена-область развития положительных аномалий центробежных элементов, 3 — ядерная зона (**а**, **б**), фланговая зона концентрации (**в**)—область развития отрицательных ореолов центробежных элементов различной интенсивности; 4 — ядерная зона АГП ранга РП; 5 — основные направления движения флюидопотоков; 6 — проявления Аи: **а** — рудопроявления, **б** — месторождения.

Таблица 15

Ряды векторной зональности отрицательных ореолов АГП Верхнемынского РУ по прогнозируемым направлениям движения флюидопотоков (снизу вверх)

Объект изучения	Ряды зональности
Левая ветвь	Ba-Ni-V-Cr-Co-Mn
Правая ветвь а	V-Ba-Cr-Y-Mn
Правая ветвь б	V-Ba-Ni-Co-Mn-Cr
Обобщенные данные	Ba-V-Ni-Co-Cr-Mn

Таблица 16

Усредненные ряды векторной зональности отрицательных ореолов АГП рангов РП, РМ (снизу вверх)

Объект изучения	Ранг АГП	Ряды зональности
Тнеквеемское	РП	Cu-Zn-Ba-Pb, Co-V-Ni-Cr-Mn
Теркенийское	РМ	Ba-Pb-Y-Zn-Co-Ni-Cr-Mn

эффициентов зональности может привести к непредсказуемым результатам.

В настоящее время, пожалуй, единственной возможностью выявления векторной зональности АГП старших рангов является изучение изменчивости состава по прогнозируемым направлениям движения флюидов АГП наклонного залегания.

На рис. 17, 2 представлена реальная модель АГП Верхнемынского РУ пологого залегания. Морфологические особенности АГП, наличие крупной интрузии в юго-западной части — предполагаемого источника энергии соответствующей РС позволяют реконструировать основные направления движения флюидов. В целом общая направленность флюидопотоков в рассматриваемом случае хорошо согласуется с аналогичными данными, полученными при изучении Г.Л. Поспеловым [141] гидротермально-метасоматических систем (рис. 17, а) и С.А. Григоровым [40], К.Дж. Банузлом [137] термофизических полей (рис. 17, б, в).

Определение векторной зональности рассматриваемого АГП проводилось по стандартной методике [178] отдельно для правой (два варианта) и левой ветви

флюидопотоков (табл. 15).

Как видно из табл. 15, полученные ряды зональности для левой и правой ветви АГП близки, что косвенно свидетельствует о неслучайном характере установленных закономерностей относительного выноса элементов.

Аналогичная оценка зональности отрицательных ореолов проведена для АГП рангов РП и РМ (рис. 16, б). Результаты такой оценки приведены в табл. 16.

Сопоставляя данные табл. 14–16, нетрудно заметить общие тенденции преимущественного выноса с нижних горизонтов АГП — Ва и V, из средних частей — Со и Ni и с верхних горизонтов — Cr и Mn вне зависимости от ранга изучаемого объекта.

Полученные результаты, в силу ограниченности исходного фактического материала, не претендуют на абсолютную универсальность, их следует рассматривать как предварительные. Однако даже в таком виде они могут быть использованы для ориентировочной оценки уровня эрозии АГП старших рангов — основы перспективного прогноза новых объектов рангов РМ, РТ, в том числе и слепого залегания на площадях РП, РУ, РР в целом.

СТРУКТУРЫ ГИДРОТЕРМАЛЬНО–МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Установленные геохимические закономерности состава и строения АГП могут быть обусловлены различными геологическими процессами, в том числе и гидротермально–метасоматическими. Для возникающих при этом гидротермально–метасоматических систем (ГМС) широкое развитие объемно–зональных структур общепризнанно. В плане корреляции геохимических и метасоматических полей рассмотрим основные закономерности состава, строения и эволюции ГМС.

4.1. Объемно–зональное строение

Изучению этих вопросов большое внимание уделялось в работах Е.В. Плющева и соавторов [104, 139]. В результате многолетних исследований ими разработана обобщенная модель гидротермально–метасоматических систем. Образование этих систем рассматривается как многоэтапный процесс, имеющий длительный период функционирования. Этапность процесса обуславливает зонально–стадийные соотношения разноранговых ГМС в рамках единой системы, определяющих их структуру, которая ранжируется по иерархическим уровням организации вещества. При этом выделяются ГМС двух рангов: локальные (локальные метасоматические формации) и региональные (региональные метасоматические формации). Если первые из них, представленные околорудными полнопроявленными метасоматическими породами, являются традиционным объектом исследований, то вторые авторами выделяются впервые. Отличительной особенностью региональных метасоматических формаций (РМФ) является их развитие на значительных площадях ($n \times 10^1$ – $n \times 10^3$ км²) при низкой степени метасоматических преобразований отдельных ее членов.

По типу геологических событий, ответственных за образование тех или иных РМФ, они подразделяются на плутоногенные, вулканогенные и тектоногенные. Для всех этих формаций наиболее общие закономерности проявляются в двухзонном строении. Авторы выделяют центральную и периферическую зоны ГМС. Первая из них чаще всего представлена кварц–светлослюдистыми метасоматитами (грейзенами, вторичными кварцитами, аргиллизитами, березитами, серицитолитами), иногда проявлениями полевошпатовых ассоциаций (альбититами, калишпатитами и др.). Периферическая зона — это область преимущественного развития темноцветных ассоциаций (пропилитов, биотититов, скарнов, турмалинитов и др.), в вулканогенных РМФ — полевошпатовых метасоматитов (фельдшпатофиров, калишпатофиров, альбитофиров).

В металлогеническом плане РМФ чаще имеют халькофильную (Au, Pb, Zn, Cu, Mo, Ag, Sn, Sb, Hg, Bi), реже литофильную (W, U, Be, TR, Nb, Ta) специализацию.

Локальные метасоматические формации (ЛМФ) по минеральному составу во многом близки к РМФ. Среди них выделяются проявления преимущественно кислого, субщелочного и щелочного метасоматоза, сложенные соответственно кварц–светлослюдистыми, темноцветными и полевошпатовыми ассоциациями.

Зональность кварц–светлослюдистых метасоматитов (вторичных кварцитов, аргиллизитов, березитов), а также щелочных гумбеитов принципиально аналогична вышерассмотренной зональности РМФ. Она проявляется в закономерной локализации этих метасоматических пород в центральной части ГМС и развитии проявлений темноцветных ассоциаций, в основном пропилитов, по их периферии [124]. Типичные примеры такой зональности приведены в табл. 17.

Мет
спец
Олов
Хинга
Золот
Золот
Сурьм
Меднк
Золот
(Колы

ЛМ
ставле
широк
рическ
форма
ты, ко
ГМС,
нения.
ной ас
ется
различ
(приме
нами к
И,
ты, фе
ты) от
мерно
центра
сомати
Хар
щелочи
опреде
ализац
проявл
циаций
местор
фильн
Zn, М
пропил
колчед
денени
зон Р
кофил
тофил
Sn, Ве
сомати
сторож

Примеры зонального строения гидротермально-метасоматических систем халькофильной специализации (локальный уровень)

Металлогеническая специализация ГМС	Зональность ГМС от центра к периферии	Источник информации
Олово (Малый Хинган)	Кварц-серицитовые метасоматиты → пропилиты	Шестернева, 1982 [200]
Золото, олово	Вторичные кварциты → кварц-биотитовые метасоматиты → пропилиты	Тихомиров, 1981 [186]
Золото-серебряная	Вторичные кварциты → аргиллизиты → пропилиты	Рундквист, 1975 [150]
Сурьмяно-ртутная	Кварц-серицитовые, кварц-каолининовые метасоматиты → аргиллизиты → пропилиты	Рундквист, 1975 [150]
Медно-молибденовая	Серицитовые метасоматиты → аргиллизиты → пропилиты	Ге и др., 1981, [137]
Золото (Колыма, Приамурье)	Березиты → пропилиты, турмалиниты	Данные автора

ЛМФ темноцветных ассоциаций представлены пропилитами и скарнами. При широком развитии пропилитов в периферических зонах к собственно пропилитовой формации относятся лишь те метасоматиты, которые составляют внутренние зоны ГМС, являясь вмещающей средой оруденения. Скарновая формация, часто в тесной ассоциации с пропилитами, локализуется в пределах периферической зоны различных типов плутогенных РМФ (пример на рис. 18, а) и рассматривается нами как составной элемент этих зон.

И, наконец, для щелочных ЛМФ (эйситы, фельдшпатолиты, фениты, карбонаты) отчетливой зональности, как закономерного пространственного соотношения центральных и периферических зон метасоматитов, как правило, не наблюдается.

Характер метасоматоза по кислотно-щелочным свойствам во многом определяет металлогеническую специализацию соответствующих ЛМФ. Для проявлений кварц-светлослюдистых ассоциаций, а также гумбеитов типичны месторождения преимущественно халькофильного профиля (Au, Ag, Sb, Cu, Hg, Pb, Zn, Mo, Sn, Bi, As, W); с собственно пропилитовой формацией связано медно-колчеданное и медно-порфировое оруденение [124]; к скарнам периферических зон РМФ приурочены проявления халькофильных, в меньшей степени, литофильных элементов (Cu, Pb, Zn, Mo, W, Sn, Be, Au, B, Fe); с щелочными метасоматитами ассоциируют в основном месторождения литофильных элементов (Li,

Be, Nb, Ta, TR, Rb, Cs, Zr, U, Th, Hf, Sn, Mo, P, Ti, Fe).

Подводя итог краткому обзору зональности ГМС в связи с их металлогенической специализацией, важно отметить следующее:

— ГМС халькофильной специализации как на региональном, так и на локальном уровнях в подавляющем большинстве случаев характеризуются отчетливым зональным строением. При широких вариациях минерального состава центральной зоны этих систем состав периферической зоны относительно постоянен. Последняя в основном представлена темноцветными метасоматическими ассоциациями, в вулканогенных РМФ — кварц-полевошпатовыми метасоматитами.

— для ГМС литофильной специализации зональность может быть проявлена на региональном уровне, тогда как на локальном — зональные структуры, как правило, не наблюдаются. При этом следует иметь в виду, что для некоторых литофильных элементов большая часть запасов реализуется в месторождениях, не связанных с ГМС (магматические, ликвационные). Естественно для таких РС метасоматическая зональность не имеет места.

Рассмотрим микроэлементный состав метасоматитов зональных ГМС халькофильного профиля (далее в тексте без уточнения специализации) с позиций их корреляции с ранее охарактеризованными зональными АГП.

Микроэлементный состав наиболее распространенных типов гидротермально-метасоматических образований

Зона ГМС	Гидротермально-метасоматические породы	Концентрирующиеся элементы (KK > 1)	Деконцентрирующиеся элементы (KK < 1)	Источник информации
Ядерная (по Е.В. Плющеву — центральная)	Вторичные кварциты	Pb, Zn, Cu, As, Ag, Hg, Sb	Cr, Sc, Mn, Zr, Y, Be, Nb	Плющев и др., 1981, 1985 [104, 139]
	Аргиллизиты	Au, Ag, Sb, Hg, As, Pb, Zn, Cu, U, Mo, Fe, Ba, (реже — TR, Zr, Be)	Ba, Ga, Mn, Ni, Co, Cr, Pb	То же
	Грейзены	Sn, W, Mo, Be, Nb, Ta, Zr, F, Rb, Li, Cs	Cr, V, Ti, Pt, Co, Ni, Ba, Sr, (реже — Sc, Ga, B, P, Mn, Y)	//
	Березиты	Pb, Zn, Au, Ag, Bi, As, Sb, Hg, U, Mo, Sn, W (реже — TR, Th, Zr, Nb, F, Rb, Be, B)	Co, Cr, Ti, V, Sc, Ni, (реже — Ba, Sr, Ga, Mn)	//
	Альбититы	Nb, Ta, Be, Sn, Mo, TR, Zr, U, Th, Li	Ba, Sr, Cr, Ni, Co, Mn, Sc, (реже — Ti, Sc, Ga, Pb, Zn, Cu)	//
	Калишпатиты	Mo, Sn, W, Au, Ag, Bi, As, Pb, Zn, Cu	Cr, Ni, Co	//
	Серицит-кварцевые, пиррофиллит-кварцевые	W, Sn, Mo, Ni, Co, Cu	V, Cr, Sc, Mn, Ti, Ga, (Sr, Ba, Ni, Co)	Овчинников и др., 1986 [121]
Обмена (периферическая)	Эпидотизированные, хлоритизированные, карбонатизированные	V, Cr, Mn, Ga, Sc, Ti, (Ba, Sr, Ni, Co)	—	//
	Пропилиты	Ni, Co, Cr, V, (реже — B, Pb, Mn, Ti, Sr, Sc, Ga)	Cu, W, Mo	Плющев и др., 1981, 1985 [104, 139]
	Турмалиниты	B, Co, Ni, Cr, Sn, Mo, Ga, Sr	Be, Pb, Zr, Cu, Sc, Zn, Nb	Данные автора
	Альбитофиры, фельдшпатофиры	Cr, Co, Ni, Sc, Ti, Mn, Cu, Zn, Pb, Mo	Y, Sr, Sn, Zr	Плющев и др., 1985 [139]

Примечание. Названия зон даны в соответствии с терминологией Г.Л. Поспелова [141] и принятыми нами обозначениями элементов строения АГП.

4.2. Геохимия гидротермально-метасоматических образований

Наиболее полно и всесторонне многочисленные данные по химическому составу гидротермально-метасоматических образований обобщены в работах Е.В. Плющева и др. [104, 139]. Сведения по геохимии метасоматитов колчеданных месторождений Урала, Кавказа и Рудного Алтая приводятся в работе Л.Н. Овчинникова, В.М. Рифтина, А.А. Головина [121]. Эти данные с дополнениями автора по турмалинитам сведены в табл. 18.

Как видно из табл. 18, в целом наблюдается антагонизм микроэлементного состава гидротермально-метасоматических

пород ядерной зоны и зоны обмена. С учетом охарактеризованных выше общих закономерностей строения ГМС логично предположить, что концентрирующиеся в породах ядерной зоны элементы имеют центростремительные тенденции, деконцентрирующиеся — центробежные. Как и при рассмотрении АГП, отмечаются существенные вариации состава центростремительных элементов в зависимости от вещественно-минерального состава ГМС при относительно стабильном спектре центробежных элементов. В табл. 19 систематизированы данные табл. 18 по частоте встречаемости центробежных элементов.

Как видно из табл. 19, состав центробежной группы элементов в ГМС находится

Тип
Cr

в полн
ветств
выше
ность
струк
ническ
адеква
ми, АГ
лентам
случае
дать и
Такое
привод
данном
принят
ным па
нальны
можно
(рис. 18
форма
рангов
Рас
цию АГ
ского Р
1000 км
новой и
предел
РУ (н
металл

Рис. 19.
Ранг РП
бинском
сторожд
др. [137,
ниями).
пропили
серицит

Состав центробежной группы элементов ГМС халькофильной специализации по частоте встречаемости

Типичные ($\geq 75\%$)	Часто встречающиеся (50–75%)	Средней встречаемости (25–50%)	Редко встречающиеся ($< 25\%$)
Cr, Mn, Sc, Ni, Co	V, Ti, Ba, Sr, Ga	Y, Pb	Zr, Be, Nb, Pt, Zn, Cu, B

Плющев и др.,
1981, 1985
[104, 139]

То же

//

//

//

//

Винников и
р., 1986 [121]

//

Плющев и др.,
1981, 1985
[104, 139]

данные автора

Плющев и др.,
1985 [139]

и принятыми

в полном соответствии с составом соответствующих элементов в рассмотренных выше разноранговых АГП. Согласованность площадных параметров, морфологии структур, химического состава, металлогенической специализации подтверждают адекватность АГП и ГМС. Другими словами, АГП являются геохимическими эквивалентами соответствующих ГМС. В таком случае, по аналогии с АГП, следует ожидать и для ГМС 4–5-уровневого строения. Такое предположение не противоречит приводимым Е.В. Плющевым фактическим данным (рис. 18, 19). В соответствии с принятой нами таксацией АГП по площадным параметрам (табл. 4) в ряду региональных метасоматических формаций можно выделить ГМС рангов РР, РУ, РП (рис. 18, 19). Соответственно локальные формации можно подразделить на ГМС рангов РМ (рис. 19) и РТ.

Рассмотрим более подробно корреляцию АГП и ГМС на примере Верхнеамурского РР. Рудный район площадью более 1000 км² находится в зоне сочленения Становой и Монголо-Охотской областей. В его пределах выделено несколько ГМС ранга РУ (п×10² км²), имеющих золоторудную металлогеническую специализацию. Гид-

ротермально-метасоматические образования в них представлены преимущественно березитами и березитизированными породами, кварцевыми метасоматитами, окварцованными породами, пропилитами, турмалинитами, пропилитовыми парагенезисами контактовых роговиков [68]. В наибо-

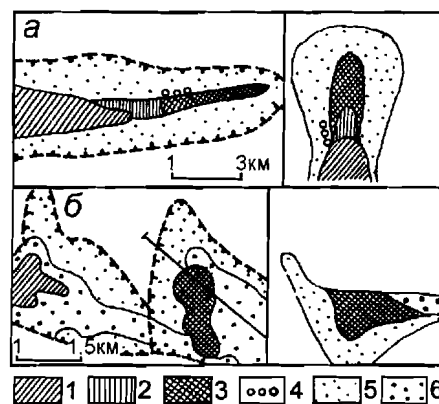


Рис. 18. Модели ГМС ранга РУ (по Е.В. Плющеву и др. [104]):

а — грейзен-березитовая плутогенная региональная метасоматическая формация в Малокеминском районе Сев. Киргизии; б — пропилит-березитовая тектогенная региональная метасоматическая формация; 1–6 — метасоматические зоны: 1 — калишпатолитов, 2 — грейзенов, 3 — березитов, 4 — скарнов, 5 — пропилитов, 6 — пропилитоидов.

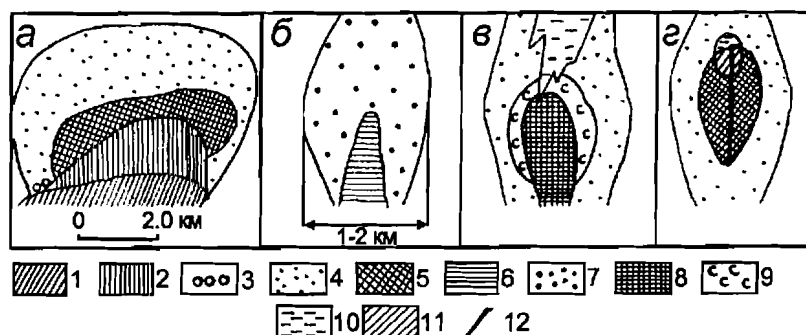


Рис. 19. Модели ГМС рангов РП и РМ (вертикальный разрез):

Ранг РП: а — фельдшпатолит-грейзеновая региональная метасоматическая формация в Караобинском районе Центрального Казахстана (по Е.В. Плющеву и др. [104]). Ранг РМ: б — медных месторождений (по Д. Карлсон, Дж. Джаннер [137]), в — молибденовых месторождений (по Г.Г. Ге и др. [137]), з — золотых месторождений (по М.С. Рафаэлович, А.М. Вострокрутовой [143] с упрощениями). 1–11 — метасоматические зоны: 1 — фельдшпатолитов, 2 — грейзенов, 3 — скарнов, 4 — пропилитов, 5 — березитов, 6 — биотитовая, 7 — хлорит-карбонатная, 8 — калишпатовая, 9 — серицитовая, 10 — аргиллизитов, 11 — адуляровая; 12 — жильное тело.

лее общем виде зональность ГМС ранга РУ может быть представлена следующим рядом (от центра к периферии): кварцевые метасоматиты — березиты, березитизированные породы — пропилиты, турмалиниты, пропилитовые парагенезисы контактовых роговиков. Для конкретных ГМС представленный ряд проявлен в редуцированном виде. В качестве примера на рис. 20 приведена схема зональности Соловьевской ГМС (200 км²), соответствующая одноименному золоторудному узлу. В принятой нами терминологии здесь выделяются ядерная зона (березиты), зона обмена (пропилиты, турмалиниты, контактовые роговики), фланговая зона концентрации (окварцованные породы).

Установленные зоны в целом слагаются слабопроявленными (менее 30% новообразований) метасоматитами, на фоне которых выделяются участки развития сильно- (30–80%) и полнопроявленных (более 80%) метасоматических образований. Последние отражают естественные флюктуации степени замещения пород зон ГМС рангов РУ, РП, а также метасоматические системы младших рангов (РМ, РТ).

Сильнопроявленные метасоматиты, образованные на стадии формирования ГМС старших рангов, фиксируются при производстве не специализированных на изучение метасоматических пород стандартных геологосъемочных и поисковых работ. Это позволяет в первом приближении по пространственному положению этих экстремумов оконтурить области развития слабопроявленных метасоматитов, то есть выделить структуры ГМС старших рангов (рис. 20).

Сильнопроявленные метасоматические породы ГМС рангов РМ и РТ (по Е.В. Плющеву — рудные и околорудные) являются типичными объектами изучения на всех стадиях геологопоисковых работ. Фактически они являются вещественно-минеральными эквивалентами первичных ореолов рудных тел, рудных зон и месторождений.

Главные различия рассмотренных двух типов сильнопроявленных метасоматических образований заключаются в следующем:

1. Их распределение в пределах ГМС старших рангов имеет пятнистый характер, отдельные такие пятна крайне ограничены по площади и наблюдаются вне простран-

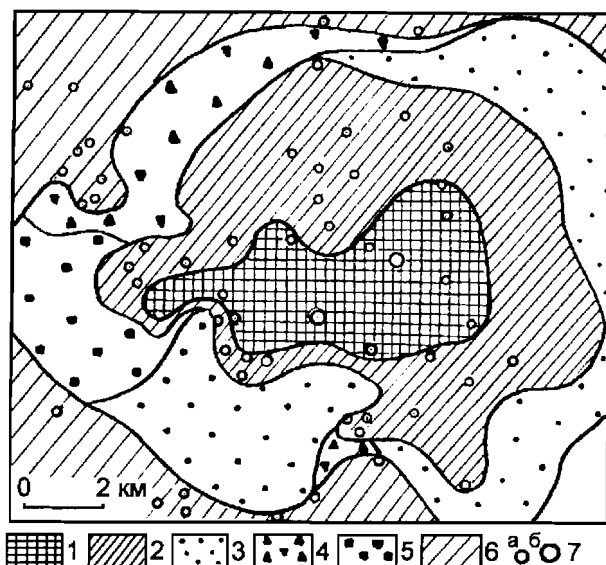


Рис. 20. Структура ГМС Соловьевского РУ (Сев. Приамурье):

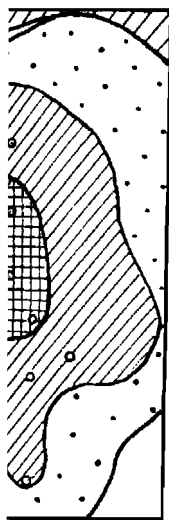
1–2 — ядерная зона: 1 — область концентрации кварцевых жил и локальных березитов; 2 — березитизированные породы; 3–5 — зона обмена, представляющая область развития: 3 — пропилитов, 4 — турмалинитов, 5 — пропилитовых парагенезисов контактовых роговиков; 6 — фланговая зона концентрации — область площадного и немасштабного жильного окварцевания; 7 — проявления золота: а — пункты минерализации и рудопроявления, б — месторождения.

ственной связи с ГМС ранга РТ. Типоморфной особенностью локальных сильнопроявленных метасоматитов (0.п–п км²) рангов РТ, РМ является тесная пространственная связь с продуктами конечных этапов формирования ГМС, то есть с рудными телами.

2. Сильнопроявленные метасоматические образования ГМС старших рангов, в отличие от локальных метасоматитов (РМ, РТ), характеризуются более низким уровнем концентрации центростремительных элементов и невысокой их относительной дисперсией. Выделяются следующие количественные критерии их принадлежности к ГМС старших рангов:

- сумма кларков концентрации центростремительных (концентрирующихся) элементов ($\sum KK^+$) не превышает 30;
- среднеарифметическое значение их кларков концентрации ($\overline{KK}^+$) ниже 3.0;
- дисперсия кларков концентрации таких элементов (S^+) меньше 2.0.

С использованием этих критериев составлены выборки по главным типам мета-



кого РУ (Сев.
концентрации
итов; 2 — бе-
зона обмена,
т: 3 — пропи-
ропилитовых
эвиков; 6 —
область пло-
о окварцева-
пункты мине-
месторожде-

РТ. Типо-
ных силь-
(0.п-п км²)
я простран-
т конечных
есть с руд-

асоматиче-
х рангов, в
атитов (РМ,
изким уров-
эмительных
осительной
ющие коли-
плечности к

и центроств-
щихся) эле-
30;

значение их
ниже 3.0;
рации таких

териев со-
типам мета-

Таблица 20

Геохимическая характеристика главных типов метасоматических образований ГМС ранга РУ Верхнеамурского РР

Зоны ГМС	Метасоматические породы	Кол-во проб	$\Sigma \overline{KK}^+$	$\overline{KK}^+$	$\overline{S}^+$	Ранжированный ряд элементов по КК (в знаменателе $\overline{KK} \pm S/\sqrt{n}$)	$\frac{\overline{K}_{\text{цб}} \times \varepsilon^{\pm 1}}{K_{\text{цб min}} - K_{\text{цб max}}}$	$\frac{\overline{KK}_{\text{цб}} \times \varepsilon^{\pm 1}}{KK_{\text{цб min}} - KK_{\text{цб max}}}$
Ядерная зона	Кварцевые метасоматиты	25	1.9	1.86	0.0	Mo	$\frac{0.27 \times 21^{\pm 1}}{1.3 \times 10^{-2} - 5.7 \times 10^0}$	$\frac{5 \times 10^{-4} \times 12.7^{\pm 1}}{4 \times 10^{-5} - 6 \times 10^{-3}}$
						1.86 ± 0.29		
						Cr		
						0.34 ± 0.06		
						Nb		
						0.26 ± 0.05		
						Be		
						0.20 ± 0.06		
						Ga		
						0.14 ± 0.09		
	Березиты	29	20.4	1.70	0.32	Mo	$\frac{50 \times 8.6^{\pm 1}}{5.8 \times 10^0 - 4.3 \times 10^2}$	$\frac{5 \times 10^{-3} \times 8.8^{\pm 1}}{6 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-2}}$
						2.19 ± 0.25		
						B		
						1.86 ± 0.90		
						Ga		
						1.61 ± 0.11		
						Ag		
						0.98 ± 0.57		
						Be		
						0.77 ± 0.10		

Окончание таблицы 20

Зоны ГМС	Метасоматические породы	Кол-во проб	$\Sigma \overline{KK}^+$	$\overline{KK}^+$	$\overline{S}^+$	Ранжированный ряд элементов по $\overline{KK}$ (в знаменателе $\overline{KK} \pm S/\sqrt{n}$)	$\tilde{K}_{цб} \times \epsilon^{\pm 1}$ (в $n \times 10^{-15}$)	$\tilde{KK}_{цб} \times \epsilon^{\pm 1}$
							$K_{цб \min} - K_{цб \max}$	$KK_{цб \min} - KK_{цб \max}$
Зона обмена	Пропилиты	17	13.5	1.68	0.67	Mn	$4.0 \times 10^4 \times 3.9^{\pm 1}$ $1.0 \times 10^4 - 1.6 \times 10^5$	$2.5 \times 10^1 \times 6.8^{\pm 1}$ $3.7 \times 10^0 - 4.2 \times 10^2$
						Cr		
						V		
						Sr		
						2.66 ± 0.35 2.64 ± 0.45 2.09 ± 0.39 1.70 ± 0.41		
						Ni		
						As		
						Ga		
						Cu		
						1.33 ± 0.45 1.28 ± 0.21 1.25 ± 0.30 1.20 ± 0.55		
						Co		
						Zn		
						Sn		
						Pb		
						1.18 ± 0.17 1.12 ± 0.15 0.97 ± 0.12 0.85 ± 0.47		
						Be		
						Ti		
						Ag		
						Nb		
						0.83 ± 0.24 0.79 ± 0.17 0.65 ± 0.21 0.65 ± 0.18		
						Mo		
						Zr		
						Y		
						Sc		
						0.62 ± 0.15 0.58 ± 0.20 0.48 ± 0.11 0.42 ± 0.14		
						Ba		
						0.31 ± 0.12		

Примечание. Таблица составлена с использованием первичных материалов Г.П. Ковтонюка; $\tilde{K}_{цб}$ — среднегеометрическое произведение содержаний Ni, Co, Mn, V, Cr; $\tilde{KK}_{цб}$ — среднегеометрическое произведение кларков концентрации этих же элементов.

Таблица 21

Геохимическая зональность ГМС ранга РУ Верхнеамурского РР

Зоны ГМС	Метасоматиче- ские породы	Mo	Sn	Zr	Pb	Zn	Ga	Cr	As	Ba	Ag	Sc	Nb	Ti	Be	Sr	Cu	V	Y	Mn	Ni	Co
Ядерная зона	Кварцевые мета- соматиты	<u>1.86</u> <u>0.63</u>	<u>0.87</u> <u>0.43</u>	<u>0.09</u> <u>0.08</u>	<u>0.33</u> <u>0.24</u>	<u>1.00</u> <u>0.47</u>	<u>0.14</u> <u>0.12</u>	<u>0.34</u> <u>0.18</u>	<u>1.00</u> <u>0.46</u>	<u>0.11</u> <u>0.16</u>	<u>0.80</u> <u>0.56</u>	<u>0.26</u> <u>0.33</u>	<u>0.26</u> <u>0.31</u>	<u>0.17</u> <u>0.22</u>	<u>0.20</u> <u>0.24</u>	<u>0.29</u> <u>0.24</u>	<u>0.23</u> <u>0.26</u>	<u>0.18</u> <u>0.16</u>	<u>0.15</u> <u>0.33</u>	<u>0.23</u> <u>0.17</u>	<u>0.22</u> <u>0.28</u>	<u>0.22</u> <u>0.30</u>
	Березиты	<u>2.19</u> <u>0.29</u>	<u>1.99</u> <u>0.39</u>	<u>1.90</u> <u>0.71</u>	<u>1.90</u> <u>0.54</u>	<u>1.80</u> <u>0.33</u>	<u>1.61</u> <u>0.55</u>	<u>1.50</u> <u>0.31</u>	<u>1.79</u> <u>0.33</u>	<u>1.10</u> <u>0.66</u>	<u>0.98</u> <u>0.27</u>	<u>0.90</u> <u>0.46</u>	<u>0.82</u> <u>0.39</u>	<u>0.76</u> <u>0.38</u>	<u>0.77</u> <u>0.37</u>	<u>0.72</u> <u>0.24</u>	<u>0.54</u> <u>0.24</u>	<u>0.36</u> <u>0.13</u>	<u>0.33</u> <u>0.29</u>	<u>0.27</u> <u>0.08</u>	<u>0.20</u> <u>0.10</u>	<u>0.15</u> <u>0.08</u>
Зона обмена	Пропилиты	<u>0.62</u> <u>0.08</u>	<u>0.97</u> <u>0.18</u>	<u>0.58</u> <u>0.21</u>	<u>0.85</u> <u>0.23</u>	<u>1.12</u> <u>0.20</u>	<u>1.25</u> <u>0.41</u>	<u>2.64</u> <u>0.52</u>	<u>1.28</u> <u>0.22</u>	<u>0.31</u> <u>0.18</u>	<u>0.65</u> <u>0.18</u>	<u>0.42</u> <u>0.21</u>	<u>0.65</u> <u>0.30</u>	<u>0.79</u> <u>0.40</u>	<u>0.83</u> <u>0.38</u>	<u>1.70</u> <u>0.52</u>	<u>1.20</u> <u>0.50</u>	<u>2.09</u> <u>0.71</u>	<u>0.48</u> <u>0.38</u>	<u>2.66</u> <u>0.75</u>	<u>1.33</u> <u>0.62</u>	<u>1.18</u> <u>0.60</u>

Примечание. В числителе — КК, в знаменателе — показатель зональности. Сплошной линией подчеркнуты максимальные значения показателя, пунктирной — минимальные.

Характер зональности	Ядерная зона		Зона обмена
	кварцевые метасоматиты	березиты	пропилиты
Привноса Выноса	Mo-Ag-Zn-Sn, As Zr-Ga-Cr-Ti-Ba-Be-Nb	Sc-Nb-Pb-Ba-Ga-Zr Sr-V-Cu-Mn-Ni-Co-Y	Y-Be-Ti-Cu-Sr-Cr-Ni-Co-V-Mn Pb-Sc-Zn-Ag-Sn-Mo

Состав центробежных, центростремительных групп элементов и интенсивность их миграции в ГМС ранга РУ Верхнеамурского РР

Группа элементов	Ранжированный ряд элементов по значениям K_p (знаменатель)									
Центробежные	Mn	V	Co	Ni	Sr	Cu	Cr	Y	Ti, Be	
	0.09	0.13	0.16	0.16	0.29	0.32	0.34	0.50	0.59	
Центростремительные	Mo Sn Ag Sc Zn Pb, As									
	3.3 1.5 1.4 1.4 1.3 1.1									
Локального перераспределения	Zr Ga Ba Nb									
	0.05 0.09 0.10 0.31									

соматических пород Верхнеамурского РР. По ним определены геохимические спектры пород (табл. 20), объемно-геохимическая зональность обобщенной модели ГМС ранга РУ (табл. 21). При изучении зональности использовалась методика оценки относительного обеднения или обогащения химическими элементами отдельных выборок Н.Н. Сочеванова, Е.К. Гореловой [178], широко используемая в практике при выделении векторной зональности рудных тел.

На основе установленных рядов зональности выделены следующие три группы элементов (табл. 22):

- центробежные элементы, характеризующиеся относительным выносом из ядерной зоны (кварцевые метасоматиты и березиты) и концентрацией в зоне обмена (пропилиты);
- центростремительные элементы, имеющие противоположные тенденции поведения по отношению с первой группой элементов;
- элементы локального перераспределения, характеризующиеся относительным привносом или выносом в метасоматических породах ядерной зоны.

В качестве показателя интенсивности миграции элементов в ГМС нами использовался коэффициент перераспределения (K_p), представляющий собой отношение кларков концентрации для пород ядерной зоны (среднеарифметическое значение) и зоны обмена (для элементов локального перераспределения — кварцевых метасоматитов).

Ранжированные по этому коэффициенту ряды элементов в выделенных группах представлены в табл. 22.

Как видно из табл. 22, спектр центробежных элементов в ГМС рассматриваемого района хорошо согласуется с обобщен-

ными данными изучения состава АГП (табл. 12). При этом наиболее контрастное перераспределение характерно для типичных и часто встречающихся элементов (Cr, Mn, Ni, Co, V). Универсальный характер поведения этих элементов в ГМС различной металлогенической специализации при высокой контрастности перераспределения позволяет их использовать при анализе зональности разнообразных ГМС.

Так, для рассматриваемого РР значения произведения содержаний/центробежных элементов ($K_{цб}$) изменяются от 1.3×10^{-17} до 1.6×10^{-10} (табл. 20), при этом интервалы колебаний значений этого коэффициента для главных типов метасоматических пород не перекрывают друг друга. Это позволяет по данным опробования ме-

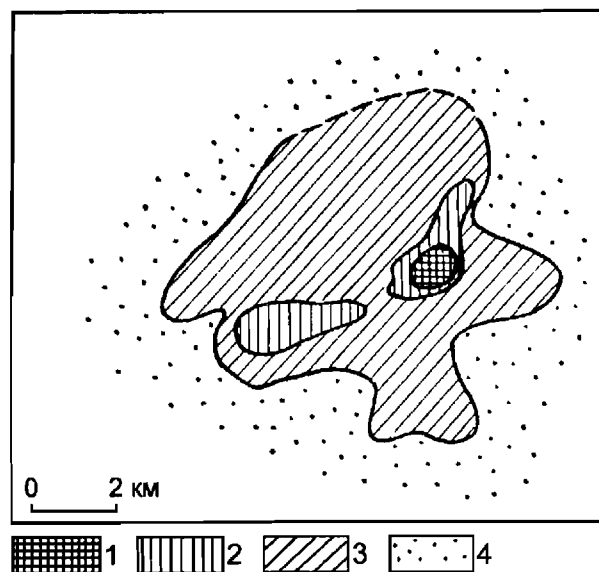


Рис. 21. Структура АГП Соловьевского РУ (Сев. Приамурье):

1–3 — ядерная зона. Значения $K_{цб}$ вида $CrNiCoMnV$ ($n \times 10^{-15}$): 1 — менее 1×10^1 (ранг РМ), 2 — 2×10^1 – 4.3×10^2 (ранг РП), 3 — 4.4×10^7 – 1×10^4 (ранг РУ); 4 — фрагмент зоны обмена. $K_{цб}$ более 1×10^4 (ранг РУ).

таблица 22
миграции

менатель)
Ti, Be
0.59

ава АГП
контрастное
для типич-
ентов (Сг,
характер
С различ-
зации при
еделения
анализе

Р значе-
центрибеж-
от 1.3х
этом ин-
го коэф-
тасомати-
руг друга.
зания ме-



4

о РУ (Сев.
К_{цб} вида
х 10¹ (ранг
РП), 3 —
мент зоны

тасоматитов с высокой степенью надежно-
сти выделить структуру АГП (рис. 21), ко-
торая хорошо согласуется со структурой
соответствующей ГМС (рис. 20).

Приведенный пример наглядно иллю-
стрирует потенциальные возможности опе-
ративной геометризации зональных ГМС
на начальных стадиях поисков с использо-
ванием результатов геохимического опро-
бования, в данном случае коренных пород,
а в принципе и рыхлых отложений. Осо-
бенно это важно, в связи с резкой неадек-
ватностью объемов геохимических работ
по потокам и вторичным ореолам рассея-
ния и специализированных исследований
метасоматических полей, в плане ретро-
спективного прогноза продуктивных систем
старших рангов (РР, РУ, РП). При всем
этом не вызывает сомнения необходи-
мость синтеза минералогических и геохи-
мических методов при последующем изу-
чении зональных АГП, как неперенное
условие надежности прогноза.

Рассмотренный выше материал позво-
ляет выделить общие и частные законо-
мерности состава и строения ГМС халько-
фильной специализации и, соответствую-
щих им АГП. Их общие свойства, вне зави-
симости от ранга проявляются в законо-
мерном распределении в пространстве ме-

тасоматических ассоциаций и ореолов
привноса—выноса центростремительных и
центробежных элементов, образующих то-
пологически замкнутые системы объемно-
зонального строения. При этом зона обме-
на таких систем характеризуется принци-
пиально однородным составом метасома-
тических образований и относительно ста-
бильным спектром концентрирующихся
центробежных элементов. Частные зако-
номерности проявляются в многообразии
метасоматических пород и состава центро-
стремительных элементов ядерной зоны,
отражающих геохимическую специализа-
цию систем.

Завершая рассмотрение объемной зо-
нальности, следует отметить обособлен-
ное положение по минеральному составу
ГМС ранга РТ. Для них ядерная зона пред-
ставляет собой жильные тела и ближай-
шие полнопроявленные метасоматиты. Зо-
на обмена представлена преимущественно
зонами пиритизации (пиритовыми отороч-
ками) в экзоконтактах рудных тел. Они
удовлетворительно фиксируются геохими-
ческими ореолами привноса центробежных
элементов, спектр которых принципиально
не отличается от состава концентрирую-
щихся элементов в зонах обмена ГМС
старших рангов.

УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМ ОБРАЗОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

Универсальность спектра центробежных элементов при закономерной локализации их положительных и отрицательных ореолов в пространстве является следствием стандартности условий и механизма формирования ГМС различных типов и рангов. В противоположность центробежным элементам спектр центростремительных элементов отражает типоморфные особенности в первую очередь состава и источников гидротермальных растворов. С позиций установленных закономерностей состава и строения АГП рассмотрим некоторые генетические аспекты образования ГМС.

5.1. pH-условия образования

Согласно представлениям Д.С. Коржинского [77, 78] главной причиной, вызывающей реакции гидротермальных растворов с породами и локализацию тех или иных химических элементов, является изменение кислотности природных флюидов. Изменение кислотности обусловлено общими закономерностями функционирования гидротермально-метасоматических систем. На начальных этапах гидротермального процесса постмагматические, интрателлурические растворы, обогащенные летучими кислотными компонентами, дают в потоке восходящих флюидов волну кислотности. Результатом взаимодействия их с вмещающим субстратом является кислотное выщелачивание пород. В ходе этого происходит повышение щелочности растворов вследствие снижения температуры и экстракции из вмещающих пород щелочных и щелочноземельных металлов. При этом большое значение имеет кислотно-фильтрационный эффект, определяющий возникновение опережающей волны кислотных компонентов, фильтрующихся быстрее основных компонентов.

В полном соответствии с выдвинутой Д.С. Коржинским моделью кислотно-щелочной эволюции гидротермальных растворов находится зональность ГМС, выражающаяся по кислотно-щелочным свойствам в смене от периферии к центру ГМС проявлений более щелочного метасоматоза проявлениями более кислого.

Ведущая роль кислотности гидротермальных растворов в процессе миграции и локализации химических элементов, в направленности и характере взаимодействия с вмещающей средой определяет необходимость количественной оценки ее величины на определенных временных интервалах становления ГМС. Некоторые оценки pH-условий образования наиболее распространенных гидротермально-метасоматических пород представлены в табл. 23.

Как видно из табл. 23, оценки pH-условий образования отдельных метасоматитов весьма неоднозначны. Например, вторичные кварциты по С.И. Набоко формируются в сильнокислой среде, по Е.В. Плющеву — в более широком диапазоне от сильнокислой до субнейтральной. Такая существенная разница в оценках определяется зависимостью pH-условий образования ГМС от многих факторов (состав растворов и вмещающей среды, температура, давление и т.п.), трудно поддающихся учету в экспериментальных и природных условиях. В этой связи в качестве характеристики кислотности среды образования метасоматитов рационально использовать усредненные значения активности водородных ионов по оценкам разных авторов (табл. 23). По этим значениям рассматриваемые метасоматические породы характеризуются следующим рядом (от кислых к более щелочным): вторичные кварциты—серицитолиты—аргиллизиты, березиты—грейзены—пропилиты.

pH-условия образования гидротермально-метасоматических пород

Зоны ГМС	Гидротермально-метасоматические породы	По А.Л. Павлову [130]	По С.И. Набоко [112]	По Б.И. Омельяненко [127]	По Е.В. Плющеву [104]	Среднее значение Интервал
Ядерная (по Е.В. Плющеву — центральная)	Вторичные кварциты	1–3.5	1–2		2–6	$\frac{2.6}{1-6}$
	Аргиллизиты	3–5.3		2–5	5–6	$\frac{4.4}{2-6}$
	Серицитолиты	2.4–4.4	—	—	—	$\frac{3.4}{2.4-4.4}$
	Грейзены	—	—	5–6	—	$\frac{5.5}{5-6}$
	Березиты	—	—	3.5–5.5	—	$\frac{4.5}{3.5-5.5}$
Обмена (периферическая)	Пропилиты	5–10.1	6–8	—	>8.5	$\frac{7.8}{5-10}$

Примечание. Названия зон даны в соответствии с терминологией Г.Л. Поспелова [141] и принятыми нами обозначениями элементов строения АГП.

В соответствии с кислотно-щелочной эволюцией гидротермальных растворов происходит и смена геохимических ассоциаций. Возвращаясь к ранее рассмотренной системе (с. 44) кварцевые метасоматиты-березиты-пропилиты, отметим, что наиболее общие закономерности геохимической дифференциации проявляются в увеличении уровня содержаний центробежных элементов при возрастании щелочности метасоматических пород. Детализируем установленную тенденцию с привлечением геохимических данных по другим типам метасоматических образований (табл. 24).

С использованием данных таблицы построен график в координатах pH, $KK_{цб}$ (рис. 22). Удовлетворительная аппроксимация точек на графике прямой линией свидетельствует, что эти параметры связаны логнормальной зависимостью. С ее использованием проведена оценка pH-условий образования метасоматитов Верхнеамурского района (табл. 25), результаты которой хорошо согласуются с данными определения этого параметра другими методами (табл. 23).

Таким образом, предлагаемый геохимический метод позволяет достаточно оперативно и надежно оценить средние значения и интервалы колебаний активности водородных ионов в процессе образования разнообразных метасоматических

пород (кислых и субщелочных), за исключением метасоматитов щелочного (калиево-натриевого) ряда. Для последних геохимические критерии оценки pH-условий образования по данным традиционно используемого в поисковой геохимии спектрального анализа микроэлементов не выделяются.

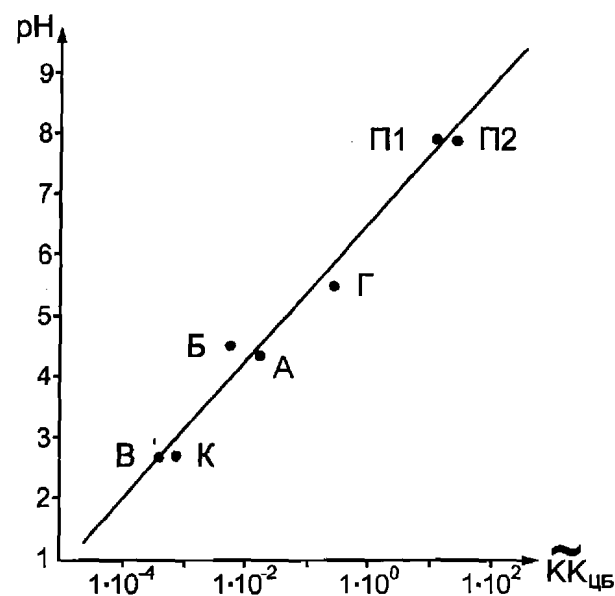


Рис. 22. Зависимость уровня содержаний центробежных элементов ($KK_{цб}$) в метасоматитах от pH-условий их образования. В — вторичные кварциты, К — кварцевые метасоматиты, Б — березиты, А — аргиллизиты, Г — грейзены, П₁, П₂ — пропилиты.

Таблица 24

Зависимость значений pH образования метасоматитов и коэффициента центробежных элементов

Метасоматиты	Кол-во проб	Ранжированный ряд элементов по КК (в знаменателе $\overline{KK} \pm S\sqrt{n}$)	pH	$\frac{\widetilde{KK}_{\text{ЦБ}} \times \epsilon^{\pm 1}}{KK_{\text{ЦБ min}} KK_{\text{ЦБ max}}}$	Источник информации
Кварцевые метасоматиты	25	Mo P Sn B Cr Pb Sr	2.6	$\frac{5 \times 10^{-4} \times 12.7^{\pm 1}}{4 \times 10^{-5} - 6 \times 10^{-3}}$	Ковтонюк, 1989
		1.86 ± 0.29 0.91 ± 0.45 0.87 ± 0.64 0.82 ± 0.70 0.34 ± 0.06 0.33 ± 0.08 0.29 ± 0.10			
		Sc Nb Mn Cu Co Ni Be			
		0.26 ± 0.05 0.26 ± 0.05 0.23 ± 0.04 0.23 ± 0.03 0.22 ± 0.05 0.22 ± 0.03 0.20 ± 0.06			
		V Ti Y Ga Ba Zr			
0.18 ± 0.07 0.17 ± 0.02 0.15 ± 0.06 0.14 ± 0.09 0.11 ± 0.06 0.09 ± 0.06					
Вторичные кварциты	31	Cu Pb Mo Sc Zn Ti Y Ag Zr Sn Mn Ga Nb Y Co Be	2.6	$\frac{9 \times 10^{-4} \times 6.6^{\pm 1}}{1 \times 10^{-4} - 6 \times 10^{-3}}$	Плющев, Шатов, 1985 [139]
		2.50 1.25 1.20 1.20 1.00 0.96 0.81 0.80 0.70 0.67 0.56 0.55 0.52 0.50 0.40 0.33			
		Ba Ni Cr V			
		0.28 0.27 0.19 0.08			
Аргиллизиты	63	Cu Zn Pb Mo Ag Sc Y Mn Ti Zr Co Nb Sn Ga Cr Ba	4.4	$\frac{1.5 \times 10^{-2} \times 6.6^{\pm 1}}{2 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-1}}$	Плющев, Шатов, 1985 [139]
		6.05 2.87 2.40 2.10 2.00 1.42 0.87 0.87 0.80 0.62 0.56 0.55 0.54 0.50 0.40 0.35			
		Ni V Be			
		0.33 0.23 0.20			
Березиты	29	Mo Sn Zr Pb B Zn As	4.5	$\frac{5 \times 10^{-3} \times 8.8^{\pm 1}}{6 \times 10^{-4} - 5 \times 10^{-2}}$	Ковтонюк, 1989
		2.19 ± 0.25 1.99 ± 0.50 1.90 ± 0.16 1.90 ± 0.50 1.86 ± 0.90 1.80 ± 0.50 1.79 ± 0.51			
		Sb Ga Cr Bi Ba Ag Sc			
		1.62 ± 0.50 1.61 ± 0.11 1.50 ± 0.65 1.14 ± 0.25 1.10 ± 0.28 0.98 ± 0.57 0.90 ± 0.16			
		Nb Ti Be Sr Cu V Y			
		0.82 ± 0.16 0.79 ± 0.11 0.77 ± 0.10 0.72 ± 0.11 0.54 ± 0.14 0.36 ± 0.07 0.33 ± 0.04			
Mn Ni Co					
0.27 ± 0.06 0.20 ± 0.04 0.15 ± 0.02					

Окончание таблицы 24

Метасоматиты	Кол-во проб	Ранжированный ряд элементов по КК (в знаменателе $\overline{KK} \pm S\sqrt{n}$)	pH	$\frac{\widetilde{KK}_{\text{ЦБ}} \times \varepsilon^{\pm 1}}{KK_{\text{ЦБ min}} KK_{\text{ЦБ max}}}$	Источник информации																																										
Грейзенизированные граниты	48	<table><tr><td>Cu</td><td>Ga</td><td>Cr</td><td>Mo</td><td>Nb</td><td>Pb</td><td>Sc</td></tr><tr><td>1.22 ± 0.14</td><td>1.09 ± 0.04</td><td>0.95 ± 0.06</td><td>0.94 ± 0.09</td><td>0.89 ± 0.08</td><td>0.88 ± 0.15</td><td>0.85 ± 0.04</td></tr><tr><td>Y</td><td>Co</td><td>Mn</td><td>Zr</td><td>Be</td><td>Sr</td><td>Ni</td></tr><tr><td>0.84 ± 0.21</td><td>0.77 ± 0.03</td><td>0.76 ± 0.07</td><td>0.73 ± 0.23</td><td>0.65 ± 0.07</td><td>0.63 ± 0.08</td><td>0.61 ± 0.09</td></tr><tr><td>V</td><td>Ba</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr><tr><td>0.60 ± 0.06</td><td>0.52 ± 0.33</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr></table>	Cu	Ga	Cr	Mo	Nb	Pb	Sc	1.22 ± 0.14	1.09 ± 0.04	0.95 ± 0.06	0.94 ± 0.09	0.89 ± 0.08	0.88 ± 0.15	0.85 ± 0.04	Y	Co	Mn	Zr	Be	Sr	Ni	0.84 ± 0.21	0.77 ± 0.03	0.76 ± 0.07	0.73 ± 0.23	0.65 ± 0.07	0.63 ± 0.08	0.61 ± 0.09	V	Ba						0.60 ± 0.06	0.52 ± 0.33						5.5	$\frac{3 \times 10^{-1} \times 3.4^{\pm 1}}{9 \times 10^{-2} - 1.1 \times 10^0}$	Стриха, 1995
		Cu	Ga	Cr	Mo	Nb	Pb	Sc																																							
		1.22 ± 0.14	1.09 ± 0.04	0.95 ± 0.06	0.94 ± 0.09	0.89 ± 0.08	0.88 ± 0.15	0.85 ± 0.04																																							
		Y	Co	Mn	Zr	Be	Sr	Ni																																							
		0.84 ± 0.21	0.77 ± 0.03	0.76 ± 0.07	0.73 ± 0.23	0.65 ± 0.07	0.63 ± 0.08	0.61 ± 0.09																																							
V	Ba																																														
0.60 ± 0.06	0.52 ± 0.33																																														
Турмалиниты	27	<table><tr><td>B</td><td>Co</td><td>Ni</td><td>Sn</td><td>Mo</td><td>Cr</td><td>Ga</td></tr><tr><td>45.3 ± 1.0</td><td>5.43 ± 0.38</td><td>4.81 ± 0.88</td><td>2.58 ± 0.27</td><td>2.18 ± 0.37</td><td>1.91 ± 0.37</td><td>1.56 ± 0.21</td></tr><tr><td>Sr</td><td>Ag</td><td>Be</td><td>V</td><td>Pb</td><td>Mn</td><td>Zr</td></tr><tr><td>1.20 ± 0.42</td><td>1.05 ± 0.02</td><td>0.83 ± 0.35</td><td>0.78 ± 0.37</td><td>0.69 ± 0.19</td><td>0.64 ± 0.31</td><td>0.60 ± 0.39</td></tr><tr><td>Cu</td><td>Sc</td><td>Zn</td><td>Nb</td><td></td><td></td><td></td></tr><tr><td>0.49 ± 0.17</td><td>0.46 ± 0.25</td><td>0.35 ± 0.10</td><td>0.08 ± 0.01</td><td></td><td></td><td></td></tr></table>	B	Co	Ni	Sn	Mo	Cr	Ga	45.3 ± 1.0	5.43 ± 0.38	4.81 ± 0.88	2.58 ± 0.27	2.18 ± 0.37	1.91 ± 0.37	1.56 ± 0.21	Sr	Ag	Be	V	Pb	Mn	Zr	1.20 ± 0.42	1.05 ± 0.02	0.83 ± 0.35	0.78 ± 0.37	0.69 ± 0.19	0.64 ± 0.31	0.60 ± 0.39	Cu	Sc	Zn	Nb				0.49 ± 0.17	0.46 ± 0.25	0.35 ± 0.10	0.08 ± 0.01				$\frac{2.3 \times 10^1 \times 5.0^{\pm 1}}{1.3 \times 10^0 - 3.1 \times 10^2}$	Ковтонюк, 1989	
		B	Co	Ni	Sn	Mo	Cr	Ga																																							
		45.3 ± 1.0	5.43 ± 0.38	4.81 ± 0.88	2.58 ± 0.27	2.18 ± 0.37	1.91 ± 0.37	1.56 ± 0.21																																							
		Sr	Ag	Be	V	Pb	Mn	Zr																																							
1.20 ± 0.42	1.05 ± 0.02	0.83 ± 0.35	0.78 ± 0.37	0.69 ± 0.19	0.64 ± 0.31	0.60 ± 0.39																																									
Cu	Sc	Zn	Nb																																												
0.49 ± 0.17	0.46 ± 0.25	0.35 ± 0.10	0.08 ± 0.01																																												
Пропилиты	17	<table><tr><td>Mn</td><td>Cr</td><td>V</td><td>Sr</td><td>Ni</td><td>As</td><td>Ga</td></tr><tr><td>2.66 ± 0.35</td><td>2.64 ± 0.45</td><td>2.09 ± 0.39</td><td>1.70 ± 0.41</td><td>1.33 ± 0.45</td><td>1.28 ± 0.21</td><td>1.25 ± 0.30</td></tr><tr><td>Cu</td><td>Co</td><td>Zn</td><td>Sn</td><td>Pb</td><td>Be</td><td>Ti</td></tr><tr><td>1.20 ± 0.55</td><td>1.18 ± 0.17</td><td>1.12 ± 0.15</td><td>0.97 ± 0.12</td><td>0.85 ± 0.47</td><td>0.83 ± 0.24</td><td>0.79 ± 0.17</td></tr><tr><td>Ag</td><td>Nb</td><td>Mo</td><td>Zr</td><td>Y</td><td>Sc</td><td>Ba</td></tr><tr><td>0.65 ± 0.21</td><td>0.65 ± 0.18</td><td>0.62 ± 0.15</td><td>0.58 ± 0.20</td><td>0.48 ± 0.11</td><td>0.42 ± 0.14</td><td>0.31 ± 0.12</td></tr></table>	Mn	Cr	V	Sr	Ni	As	Ga	2.66 ± 0.35	2.64 ± 0.45	2.09 ± 0.39	1.70 ± 0.41	1.33 ± 0.45	1.28 ± 0.21	1.25 ± 0.30	Cu	Co	Zn	Sn	Pb	Be	Ti	1.20 ± 0.55	1.18 ± 0.17	1.12 ± 0.15	0.97 ± 0.12	0.85 ± 0.47	0.83 ± 0.24	0.79 ± 0.17	Ag	Nb	Mo	Zr	Y	Sc	Ba	0.65 ± 0.21	0.65 ± 0.18	0.62 ± 0.15	0.58 ± 0.20	0.48 ± 0.11	0.42 ± 0.14	0.31 ± 0.12	7.8	$\frac{2.5 \times 10^1 \times 6.8^{\pm 1}}{3.7 \times 10^0 - 4.2 \times 10^2}$	Ковтонюк, 1989
		Mn	Cr	V	Sr	Ni	As	Ga																																							
		2.66 ± 0.35	2.64 ± 0.45	2.09 ± 0.39	1.70 ± 0.41	1.33 ± 0.45	1.28 ± 0.21	1.25 ± 0.30																																							
		Cu	Co	Zn	Sn	Pb	Be	Ti																																							
		1.20 ± 0.55	1.18 ± 0.17	1.12 ± 0.15	0.97 ± 0.12	0.85 ± 0.47	0.83 ± 0.24	0.79 ± 0.17																																							
Ag	Nb	Mo	Zr	Y	Sc	Ba																																									
0.65 ± 0.21	0.65 ± 0.18	0.62 ± 0.15	0.58 ± 0.20	0.48 ± 0.11	0.42 ± 0.14	0.31 ± 0.12																																									

Примечание. Средние значения pH см. в табл. 2.3. Для вторичных кварцитов и аргиллизитов данные о значениях ε в первоисточнике отсутствуют, использовалось среднегеометрическое значение ε по пяти приведенным в таблице метасоматитам. При составлении выборок использованы результаты анализов проб, содержащихся в полевых материалах авторов.

Оценка pH-условий образования метасоматитов Верхнеамурского района по геохимическим данным

Метасоматиты	Кварцевые метасоматиты ¹	Березиты	Грейзены	Турмалиниты	Пропилиты
Среднее значение	2.7	4.1	5.9	8.1	8.2
Интервалы pH	1.4 – 3.0	3.0 – 5.0	5.5 – 6.6	6.7 – 9.3	7.2 – 9.5

5.2. Среда формирования

Формирование ГМС происходит в неравномерно-пористой среде преимущественно твердых силикатных пород, в меньшей степени при замещении карбонатных пород. При всем многообразии минерального состава силикатных пород круг наиболее распространенных породообразующих минералов весьма ограничен. К таким минералам относятся кварц, полевые шпаты, слюды, амфиболы и пироксены. При широких вариациях их количественных соотношений, вплоть до отсутствия в отдельных породах некоторых из них, можно говорить в целом о качественной однородности среды формирования ГМС. В таком случае весьма вероятно, что при однотипном воздействии гидротермальных растворов на качественно однородный субстрат, в частности при кислотном выщелачивании, процессы вещественно-минерального и геохимического их преобразования должны обладать общими чертами и направленностью.

Рассмотрим химический состав среды формирования ГМС на минеральном уровне. Каждый минерал горных пород можно представить как совокупность главных конституционных химических компонентов и компонентов-примесей [139]. Конституционными компонентами минерала являются химические элементы, участвующие в строении его кристаллической решетки и фиксируемые в его кристаллохимической формуле. Согласно принятой нами классификации химических элементов по распространенности в земной коре (с. 18, табл. 7), главные компоненты породообразующих минералов относятся к группе широко распространенных. Содержания этих элементов при широких вариациях, как правило, больше 1%. Содержание компонентов-примесей, принадлежащих к II–IV группам распространенности, за редким исключением меньше и значительно мень-

ше 1%. Среднестатистические данные по макро- и микроэлементному составу главных породообразующих минералов приведены в табл. 26.²

Как видно из табл. 26, по относительному уровню концентрации микроэлементов выделяются три группы породообразующих минералов. К первой группе низкой концентрации ($\Sigma \overline{KK}^+ = 16-25$, $\overline{KK}^+ = 2.8-4.0$, $\overline{S}^+_{KK} = 1.8-2.5$) относятся лейкократовые минералы: кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклаз. Вторая группа умеренной концентрации ($\Sigma \overline{KK}^+ = 82-172$, $\overline{KK}^+ = 4.6-8.6$, $\overline{S}^+_{KK} = 6.2-8.4$) представлена темновыми минералами — биотитом и роговой обманкой. К третьей группе высокой концентрации среди рассматриваемых минералов относится мусковит. В выделенных группах намечаются определенные различия в спектре концентрирующихся элементов: во II группе — это как центростремительные, так и центробежные элементы, в I и III — преимущественно центростремительные.

С использованием среднестатистических данных табл. 27 и результатов изучения распределения элементов в акцессорных минералах [93] можно легко оценить долю элемента, приходящегося на конкретный минерал, от общего содержания его в породе. Такой расчет произведен на примере гранитов (табл. 27), имеющих по Э. Ларсену [83] следующий среднестатистический минеральный состав: кварц (q) — 25%, калиевый полевой шпат (fsp) — 40%, плагиоклаз (pl) — 26%, биотит (bt) — 5%, амфибол (amf) — 1%, магнетит

¹ По минеральному составу аналогичны вторичным кварцитам.

² С учетом результатов современных точных исследований примесей в минералах в данном случае содержания микроэлементов следует рассматривать как валовые по совокупности двух форм их нахождения — изоморфной и сверхтонких минеральных выделений.

Среднестатистический макро- и микроэлементный состав породообразующих минералов гранитоидов

Минерал	Ряды кларков концентраций химических элементов											$\Sigma \overline{KK}^+$	$\overline{KK}^+$	$\overline{S}_{\text{кк}}^+$	
	Макроэлементы ³				Микроэлементы ⁴										
Роговая обманка	Mg, Fe	Ca	Al		Sc	Zn	Sn	Y	V	Ti	Be	83	4.6	6.2	
	7.8	6.7	1.6		26	14	8.5	4.9	4.4	3.2	2.8				
	Si	Na			Mo	Co, B, Nb		Ni	Cr, Th	Zr, U					
	1.1	0.4			2.7	2.0		1.8	1.6	1.4					
					Ga	Au	Cu, Cs		Li	Sr	Pb				Ba
				1.3	1.2	1.0	0.8	0.5	0.4	0.2					
Биотит	Mg, Fe	Al	K		Li	Cs	Sn	Ni	Zn	Sc	Th	Nb	172	8.6	8.4
	9.1	2.7	2.6		28	24	22	20	13	10	9.5	7.4			
	Si				Cu	Co	V	Ga, Mo		Ti	W				
	1.2				6.2	5.3	5.0	3.9		3.8	3.1				
					U	Sc, Be, Cr		Ba	B	Pb	Zr				
				2.2	1.3		1.1	1.0	0.7	0.6					
				Au	Sr										
				0.5	0.2										
Плагио- клаз	Ca	Al	Na	Si	U	Sr	Be	Cs	Ga, Sn		Pb	25	2.8	1.8	
	3.2	3.1	2.1	1.9	6.9	3.4	3.1	3.0	2.6		1.2				
					B, Mo		Co	Li, W	Au	Nb	Ba				
					1.1	1.0	0.9	0.6	0.4	0.3					
					Y										
				0.2											
Калиевый полевой шпат	K	Al	Si		Ba	Sr	Sn	Pb	Ga	Mo	U	20	2.9	2.0	
	5.1	2.4	2.0		6.8	4.1	2.9	2.3	1.7	1.3	1.1				
					Cs	W	B	Zn	Cu, Ni		Li, Be				
					1.0	0.9	0.8	0.7	0.6		0.5				
					Au	Nb	Th	Y							
				0.4	0.3	0.2	0.1								
Кварц	Si				Sc	Sn	Mo	W	Sr, Cu		B	16	4.0	2.5	
	46.7				6.6	5.7	2.4	1.3	0.7		0.5				
					Li, Pb, U		Be, Ni, Th, Sc			Ba, Nb, Ti	Ga				
					0.4		0.3			0.2	0.1				
Мусковит	Al	K	Si		Sn	Cs	Li	Mo	W	Be	Ga	394	28.2	40.1	
	5.0	3.5	1.4		113	104	72	52	14	13	7.6				
					U	Nb	Au	Cr	V	Ti	Zr				
					4.4	3.9	3.2	2.7	1.7	1.4	1.3				
					Co	Sc	Ni	Pb, Zn		Sr					
				0.9	0.6	0.4	0.2	0.03							

³ Рассчитаны по содержаниям, соответствующим кристаллохимической формуле.
⁴ Данные В.В. Ляхович [94].

Таблица 27

Среднестатистическое распределение макро– и микроэлементов в породообразующих минералах стандартного гранита [83]

Минерал	Доля элемента в минерале от общего содержания в породе (%)															
	Sr	Au	Zr	Pb	B	Ba	Cr	Be	U	W	Ti	Mo	Ga	V	Co	Cu
Роговая обманка	<1	2	<1	<1	3	<1	2	2	<1	1	2	1	1	4	2	9
Биотит	2	4	2	2	7	2	7	6	3	12	21	12	12	21	22	29
Плагиоклаз	32	26	13	19	36	2	26	69	44	18	15	16	43	21	22	25
Калиевый полевой шпат	59	27	21	57	39	94	40	17	10	28	24	32	42	33	33	21
Кварц	6	41	13	6	15	2	25	6	2	26	3	36	2	21	21	16
Акцессорные минералы			50	15					40	15	35	3				нд

Окончание таблицы 27

Минерал	Доля элемента в минерале от общего содержания в породе (%)														
	Nb	Th	Sc	Zn	Ni	Sn	Cs	Li	Y	Mg, Fe	Ca	Na	K	Al	Si
Роговая обманка	3	2	17	9	1	1	<1	<1	11	14	8	1	—	1	1
Биотит	46	52	34	43	60	20	29	72	12	86	—	—	6	7	3
Плагиоклаз	13	28	17	18	16	12	19	11	10	—	92	99	—	42	29
Калиевый полевой шпат	13	10	27	18	15	21	10	11	9	—	—	—	94	50	46
Кварц	8	8	5	7	8	26	41	5	58	—	—	—	—	—	21
Акцессорные минералы	17			5		20				—	—	—	—	—	—

Примечание. При отсутствии данных по содержаниям элементов в породообразующих минералах использовались фоновые содержания. Выделены элементы, предположительно находящиеся в изоморфной форме.

(mgt) — 2%.

Как видно из таблицы, распределение большинства микроэлементов в минеральных компонентах весьма неравномерно. Неравномерность распределения химических элементов в среде формирования ГМС определяет качественный и количественный состав мобилизованных в гидротермальный раствор элементов в процессе последовательного замещения первичных минералов новообразованными, в конечном итоге — геохимические особенности разноранговых ГМС, отличающихся спектром замещенных минералов и степенью метасоматических преобразований (РР, РУ, РП — слабопроявленные, РМ, РТ — сильно- и полнопроявленные).

Другим важным фактором, определяющим поведение химических элементов в образующихся ГМС, является форма их нахождения. Различают четыре такие основные формы: макроминеральную (породообразующие элементы), микроминеральную (акцессорные минералы и сверхтонкие минеральные выделения), изоморфную и рассеянную (неструктурную). Существующие в настоящее время многочисленные данные по химическому составу породообразующих минералов, составу и уровню содержаний акцессорных минералов в горных породах позволяют в первом приближении оценить преобладающие формы нахождения элементов.

Определение собственно минеральных форм в виде относительно крупных минеральных выделений достаточно надежно осуществляется стандартным микроскопическим методом. Наиболее полно и всесторонне распределение элементов в минералах-акцессориях изучено В.В. Ляхович [93]. Данные этого автора о количестве элементов, приходящихся на акцессорные

минералы, от их общего содержания в породе приведены в табл. 27.

С развитием высокоточных минералогических и химических методов изучения (прежде всего микрозондового и радиографического анализов) спектр элементов, образующих собственные минералы, границы распространенности их в горных породах существенно расширяются [139]. Наблюдаются разнообразные сверхтонкие минеральные выделения многих микроэлементов в породообразующих минералах. В связи со сверхмалыми размерами таких выделений их извлечение при отборе монофракций породообразующих минералов традиционными методами не представляется возможным. По этой причине в настоящее время надежные статистические данные о соотношении в минералах изоморфных и сверхтонких минеральных форм для подавляющего большинства элементов отсутствуют.

Деление элементов на изоморфные и рассеянные в самом общем виде может осуществляться на основе кристаллохимических закономерностей. К кристаллохимическим факторам, определяющим потенциальную возможность замещения в кристаллической решетке одних элементов другими, относятся близость свойств атомов и ионов (ионные радиусы, валентность и др.), характер и строение минерала (тип химических связей, структура решетки), термодинамическая обстановка минералообразования. С учетом этих факторов В.И. Вернадским [21] выделены изоморфные ряды, которые с дополнениями автора по некоторым важным в геохимическом смысле элементам приведены в табл. 28.

Нахождение элемента в горной породе в той или иной форме определяется многими причинами, главной из которых явля-

Таблица 28

Изоморфные ряды породообразующих элементов

Породообразующие элементы	Изоморфные примеси
$K^+(1.33)$, $Na^+(0.98)$	$Rb^+(1.49)$, $Sr^{2+}(1.27)$, $Cs^+(1.65)$, $Ba^{2+}(1.43)$, $Pb^{2+}(1.32)$
$Al^{3+}(0.57)$	$Fe^{3+}(0.67)$, $Cr^{3+}(0.64)$, $Mn^{3+}(0.70)$, $Ti^{3+}(0.69)$, $B^{3+}(0.21)$, $V^{3+}(0.65)$, $Ga^{3+}(0.62)$
$Si^{4+}(0.39)$	$Ti^{4+}(0.64)$, $Zr^{4+}(0.87)$, $Mn^{4+}(0.52)$, $Ge^{4+}(0.44)$
$Mg^{2+}(0.78)$, $Fe^{2+}(0.83)$	$Mn(0.91)$, $Zn^{2+}(0.83)$, $Cu^{2+}(0.70)$, $Co^{2+}(0.82)$, $Ni^{2+}(0.78)$, $Li(0.78)$, $Sc^{3+}(0.83)$, $Cr^{2+}(0.83)$, $V^{2+}(0.72)$, $Ti^{2+}(0.80)$, $Be^{2+}(0.34)$
$Ca^{2+}(1.06)$	$Sr^{2+}(1.27)$, $Ba^{2+}(1.43)$, $Pb^{2+}(1.32)$, $Y^{3+}(1.06)$, $Th^{3+}(1.08)$, $U^{3+}(1.04)$, $Sn^{2+}(1.02)$

Примечание. В скобках — величины ионных радиусов по В.Г. Гольдшмидту [34], для Sn^{2+} , Cr^{3+} , U^{3+} — по Г. Бокию [83].

ется качественный и количественный состав исходной магмы. Обогащенность магмы породообразующими элементами определяет широкую распространенность в породах макроминеральных форм. Акцессорные минералы образуются при значительно более низком уровне содержаний элементов. Изоморфные формы возникают при содержаниях, недостаточных для образования собственных минералов. Безминеральная форма характерна для наиболее редких химических элементов, входение которых в виде изоморфных примесей в породообразующие минералы противоречит кристаллохимическим законам.

С этих позиций проведена ориентировочная оценка доли различных форм нахождения элементов на примере стандартного гранита (табл. 27), результаты которой приведены в табл. 29.

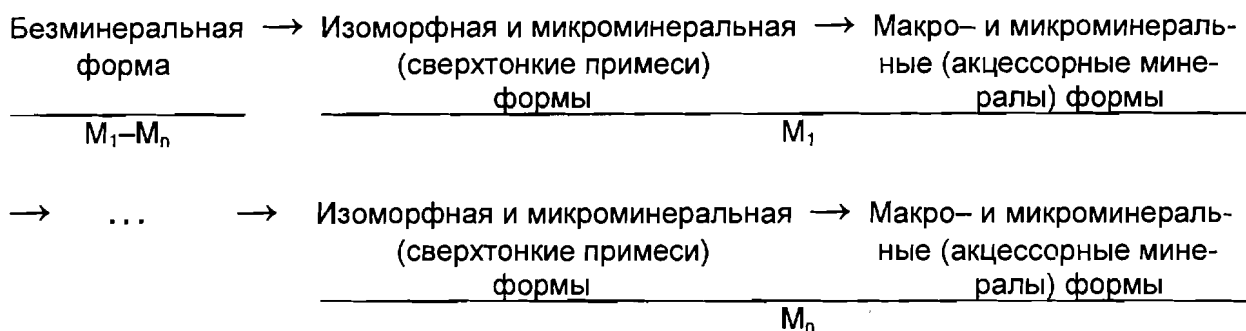
Полученные данные хорошо согласуются с установленной Е.И. Квятковским (табл. 7) зависимостью формы нахождения элементов от распространенности их в земной коре.

Формой нахождения химических элементов при прочих равных условиях определяется их подвижность в гидротермальной системе, которая в свою очередь обусловлена энергетическими затратами, необходимыми для экстракции элементов из первичных пород в гидротермальный раствор. Наиболее подвижными являются рассеянные элементы [123], так как для их мобилизации не нужно тратить энергию на разрушение кристаллической решетки минералов. Меньшую подвижность имеют изоморфные элементы-примеси, так как их экстракция из первичных пород сопровождается деформациями или даже частичным разрушением кристаллической решетки

ки минерала-хозяина, для чего требуется значительно больше энергии.

Наиболее инертными с энергетических позиций являются собственно минеральные формы. При этом относительная подвижность конституционных компонентов породообразующих и акцессорных минералов существенно различна и определяется в основном устойчивостью конкретных минералов в среде формирования ГМС и размерами минеральных выделений. Первый фактор очевиден и не требует комментариев. Зависимость подвижности от размеров минералов подтверждается экспериментальными данными. Так, Н.Ф. Челищевым [197] установлено, что при альбитизации микроклина и ионном обмене Na и K в санидине при уменьшении зерен минералов в 20 раз (с 1 мм до 0.05 мм) скорость реакций возрастает, а время соответственно уменьшается в 1500 раз. Следовательно, энергозатраты на разрушение кристаллических решеток сверхтонких минеральных выделений во много раз ниже, а подвижность химических компонентов выше, чем для породообразующих и относительно крупных акцессорных минералов. По этой причине при отсутствии, как отмечалось ранее, данных о соотношении подвижности изоморфных и сверхтонких микроминеральных форм нахождения элементов в породообразующих минералах эти две формы по подвижности нами условно объединяются в одну группу.

Таким образом, с учетом различной устойчивости минеральных компонентов среды формирования ГМС экстракция химических элементов гидротермальными растворами характеризуется следующей последовательностью (от подвижных к более инертным):



где $M_1...M_n$ — породообразующие и акцессорные минералы в порядке возрастания устойчивости в конкретных физико-химических условиях.

Таблица 29

Распределение химических элементов по форме нахождения в стандартном граните (%)

Элемент	Sr	Au	Zr	Pb	B	Ba	Cr	Be	U	W	Ti	Mo	Ga	V	Co	Cu	Nb
Макроминеральная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Микроминеральная (аксессуары)	—	—	50	15	—	—	—	—	40	—	35	3	—	—	—	—	17
Изоморфная, микроминеральная (сверхтонкие минеральные включения)	94	—	50	81	85	98	75	8	45	—	65	—	98	79	24	38	—
Рассеянная	6	≈100	—	6	15	2	25	92	15	≈100	—	97	2	21	76	62	83

Окончание таблицы 29

Элемент	Th	Sc	Zn	Ni	Sn	Cs	Li	Y	Mg, Fe	Ca	Na	K	Al	Si
Макроминеральная	—	—	—	—	—	—	—	—	≈100	≈100	≈100	≈100	≈100	≈100
Микроминеральная (аксессуары)	—	—	5	—	20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Изоморфная, микроминеральная (сверхтонкие минеральные включения)	30	51	52	61	13	39	72	21	—	—	—	—	—	—
Рассеянная	70	49	43	39	67	61	28	79	—	—	—	—	—	—

5.3. Механизм массопереноса

Ярко проявленный антагонизм химического состава закономерно локализованных в пространстве ядерной зоны и зоны обмена ГМС свидетельствует о генетическом единстве происхождения ореолов центростремительных и центробежных элементов и их образовании в результате встречного взаимообмена конкретных элементных составляющих. При этом векторы миграции центробежных элементов направлены от центра к периферии ГМС, центростремительных — в обратном направлении.

Подтверждением такого механизма миграции является хорошая сходимость оценок количеств (продуктивностей) вынесенных из ядерной зоны и привнесенных в зону обмена центробежных элементов для разноранговых АГП зонального строения. В качестве примера в табл. 30 приведены данные по оценке продуктивности положительных и отрицательных ореолов АГП Чу-

бачинского РР.

Образование зональных АГП в результате разнонаправленной миграции выделяемых двух групп элементов хорошо объясняется при обращении к конвективной схеме тепло-массопереноса [215, 216]. Согласно этой схеме основным условием функционирования системы является наличие энергетического источника, которым могут являться разнообразные геологические события, продуцирующие активизацию флюидов: становление интрузивных массивов и образование отдельных их фаз, вулканизм, тектоническая перестройка, метаморфизм и т.п. Перенос элементов в термоградиентном поле осуществляется в конвективных ячейках, обеспечивающих многократную циркуляцию растворов в порово-трещинном пространстве по замкнутому циклу. При этом на отдельных участках системы наблюдаются как восходящие флюидопотоки, так и латеральные, нисходящие и направленные внутрь, то есть в сторону теплового источника (рис. 17, б).

Таблица 30

Баланс центробежных элементов ($K_{цб}$) АГП ранга РУ Чубачинского рудного района

Зона АГП	Продуктивность ореолов $K_{цб}$	
	АГП Бамского РУ	АГП Апсаканского РУ
Ядерная	83636	102320
Обмена	110600	216720

Примечание. Продуктивность ореолов $K_{цб}$ вида $CrVCoNiMn$ вычислялась по следующим формулам: $+P = (\tilde{K}_{цб}^{02} - K_{цб\Phi}^{02})S$, $-P = (K_{цб\Phi}^{02} - \tilde{K}_{цб}^{02})S$.

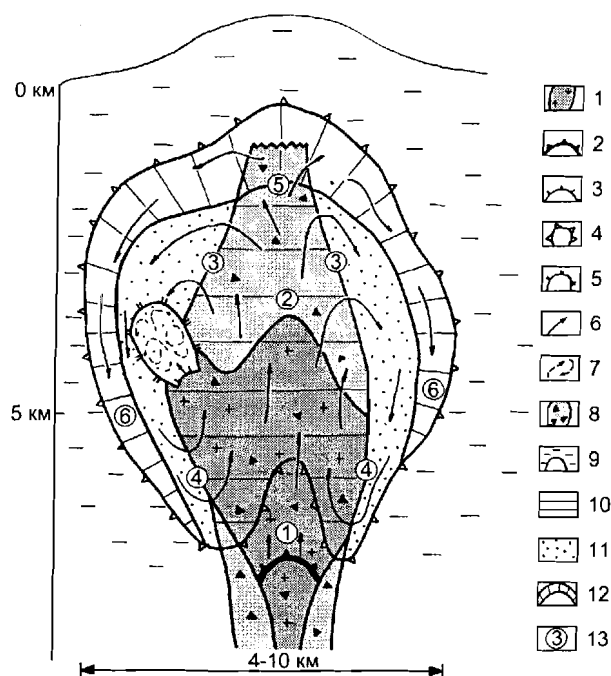


Рис. 23. Схема образования плутогенной ГМС старшего ранга.

1 — гранитоидная интрузия; 2–3 — гипотетический очаг зарождения флюидов, образующих ГМС: 2 — старшего ранга (РП), 3 — младшего ранга (РМ); 4–5 — границы порово-трещинного пространства в термобарическом поле при образовании ГМС: 4 — старшего ранга, 5 — младшего ранга; 6–7 — направления движения флюидопотоков в ГМС: 6 — старшего ранга, 7 — младшего ранга; 8 — зона повышенной проницаемости; 9 — вмещающий субстрат; 10–12 — строение ГМС: 10 — ядерная зона, 11 — зона обмена, 12 — фланговая зона концентрации; 13 — ориентировочные уровни смены физико-химических условий функционирования системы.

Рассмотрим вероятный механизм массопереноса на примере плутогенной ГМС регионального и локального уровней.

Образование плутогенных ГМС старших рангов (РР, РУ, РП) происходило в глубинных условиях и связано с проявлением корового гранитоидного магматизма в средние и поздние этапы развития геосинклиналей и в период тектоно-магматической активизации [157, 124 и др.]. Кислые магмы, с которыми связаны ГМС, по общему мнению, представляют собой палингенные расплавы, возникшие при плавлении более ранней континентальной коры. В процессе перемещения магм к поверхности и становления интрузии происходит нагрев, тепловое разуплотнение и как следствие рост проницаемости [125, 215] как

пород самой интрузии, так и над-, около-интрузивного вмещающего субстрата. В границах термоградиентного поля интрузии создается порово-трещинное пространство с максимумом проницаемости по фронту движения магмы (рис. 23). Породы за пределами этих границ являются своего рода бронирующим экраном, то есть образуется закрытая система, в которой и происходит циркуляция зарождающихся внутри интрузии флюидов.

Под воздействием градиента давления и температуры начинается фильтрация макрообъемов флюидов от очага зарождения по восстанию системы (рис. 23, интервал 1–2). По фронту их движения в верхней части зоны повышенной проницаемости возникают вторичные напорные явления (интервал 2–3). Флюиды выдавливаются в менее проницаемые фланговые зоны системы с преобладанием латеральных и нисходящих векторов течения⁵. При перемещении волны флюидопотока с интервала 1–2 на интервал 2–3–4 в нижней части зоны повышенной проницаемости создается область разряжения, что вызывает стягивание флюидов к центру системы (интервал 4–2)⁶.

Таким образом, на фоне регионального градиента давления и температуры наблюдается локальная анизотропия термобарического поля вследствие возникающих в закрытой неравномерно пористой системе, явлений сжатия (напора) и разряжения (вакуума), что по совокупности действия и приводит к циркуляции флюидов по замкнутому циклу.

В процессе длительного развития флюидных систем [141] от возникновения первых порций подвижного флюида до полного исчезновения температурной аномалии движение флюидов по замкнутому кругу, очевидно, происходит многократно. О полицикличности процессов циркуляции косвенно свидетельствуют сложный характер взаимоотношений и разнопорядковая неоднородность состава, порождаемых флю-

⁵ Ситуацию можно сравнить с цилиндром двигателя в состоянии сжатия, где ограниченно проницаемый цилиндр — зона повышенной проницаемости, поршень — макрообъемы флюидов.

⁶ О наличии течения флюидов от периферии к центральным наиболее нарушенным участкам свидетельствуют данные замеров давлений во флюидных включениях и распределения в них газовых компонентов [113].

над-, около-
/бстрата. В
ля интрузии
пространсти по фрон-
Породы за
ются своего
есть обра-
орой и про-
щихся внут-
а давления
фильтрация
та зарожде-
с. 23, интер-
ния в верх-
роницаемо-
рные явле-
выдавлива-
анговые зо-
атеральных
я⁵. При пе-
ка с интер-
нижней час-
емости соз-
о вызывает
системы (ин-
ионального
ратуры на-
пия термо-
зникающих
стой систе-
азряжения
действия и
в по замк-
ития флю-
вения пер-
до полно-
аномалии
ому кругу,
тно. О по-
ляции кос-
й характер
дковая не-
емых флю-
дром двига-
иченно про-
нной прои-
флюидов.
ериферии к
м участкам
авлений во
ения в них

идом, метасоматических пород ядерной зоны и зоны обмена ГМС. В особенности такая неоднородность характерна для ядерной зоны и проявляется в многообразии слагающих эту зону метасоматитов (например, локальные включения эйситов, адуляритов среди березитов), в резко неравномерной степени замещения вмещающих пород минеральными новообразованиями, в пространственном разобщении минералов единой ассоциации (в березитах метасоматическая серицитизация, кварцевые прожилки, обособления карбоната, выделения хлорита по трещинам кливажа и т.п.) [139].

Последующая эволюция ГМС регионального уровня проявляется в поэтапном переходе рассеянного в большом объеме флюидопотока к обособлению на ограниченных по площади участках повышенной проницаемости все более локальных и энергетически все более интенсивных струй. Эти струи, являясь носителем энергии, собственно и продуцируют образование локальных ГМС (ранги РМ, РТ), механизм массопереноса которых принципиально не отличается от вышерассмотренного.

В завершающий период образования ГМС старшего ранга происходит падение мощности и объема флюидопотока. Такие «отработанные» флюиды создают напорные явления лишь в самой верхней части системы (уровень 5) с последующим их выдавливанием в наиболее удаленные фланговые области (интервал 5–6).

Рассмотренный механизм массопереноса от центра к периферии и опять к центру хорошо объясняет анизотропию химического состава элементов структуры зональных ГМС, но на первый взгляд находится в противоречии с существующими представлениями [77, 127, 104 и др.] о более раннем образовании периферийных метасоматитов стадии субщелочного метасоматоза (зона обмена) по отношению к породам стадии кислотного выщелачивания, занимающих центральные позиции в системах (ядерная зона). Эти противоречия могут быть сняты, если рассматривать процессы мобилизации (экстракции), переноса и осаждения вещества, в меняющемся кислотно-щелочном режиме образования ГМС, как функцию подвижности химических компонентов.

5.4. Минералого-геохимическая эволюция

При качественной однородности среды образования ГМС (раздел 5.2) реальная подвижность элементов определяется прежде всего кислотно-щелочными условиями функционирования системы, свойствами самих компонентов (их форм миграции), а также уровнем концентрации элементов в воздействующем флюиде [78, 123 и др.].

Среди существующих точек зрения о формах миграции химических элементов в флюидах наиболее популярными являются гипотезы о миграции в виде ионов [78, 19 и др.] и комплексных соединений (хлор-, гидрокомплексов) [28, 124 и др.]. Допуская многообразие форм миграции, рассмотрим их подвижность в различных кислотно-щелочных условиях.

Подвижность элементов в ионной форме определяется кислотно-щелочными свойствами катионов, для оценки которых Д.С. Коржинским предложено использовать величину потенциала ионизации [78]. По этому показателю с учетом преимущественной миграции элементов переменной валентности в виде катионов их низших валентностей [39] ряд элементов от основных к кислым будет иметь следующий вид: $\text{Cs}^+ - \text{Rb}^+ - \text{K}^+ - \text{Na}^+ - \text{Li}^+ - \text{Ag}^+ - \text{Cu}^+ - \text{Ba}^{2+} - \text{Sr}^{2+} - \text{Ti}^{2+} - \text{V}^{2+} - \text{Sn}^{2+} - \text{Mg}^{2+}, \text{Pb}^{2+} - \text{Mn}^{2+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Cr}^{2+} - \text{Co}^{2+} - \text{Zn}^{2+} - \text{Ni}^{2+} - \text{Be}^{2+} - \text{Hg}^{2+} - \text{Th}^{3+} - \text{Y}^{3+} - \text{Sb}^{3+} - \text{Bi}^{3+} - \text{As}^{3+} - \text{Au}^{3+} - \text{Ga}^{3+} - \text{Zr}^{4+} - \text{W}^{4+} - \text{B}^{3+} - \text{Nb}^{4+} - \text{Si}^{4+} - \text{Ge}^{4+} - \text{Mo}^{4+} - \text{P}^{5+}$.

Как видно из приведенного ряда, в режиме кислотного выщелачивания будут подвижны в силу своих основных свойств катионы слабых и сильных оснований, большая часть которых собственно и относится к группе центробежных элементов. На этой стадии при обязательном условии дефицита этих элементов в кислых растворах происходит их экстракция из коренного субстрата с последующей миграцией в периферические части системы. Очевидно, что эти процессы могут проходить как без изменения минерального состава вмещающих пород в случае экстракции наиболее подвижных безминеральных форм нахождения элементов, так и с образованием кварц-светлослюдистых метасоматитов различных степеней замещения

при мобилизации растворами макро- и микроминеральных форм. В щелочных условиях при аналогичных ограничениях по уровню содержаний элементов в воздействующих растворах ситуация противоположная: мобильны катионы с кислыми свойствами правой части вышеприведенного ряда, то есть центростремительные элементы, инертны — с основными (центробежные элементы).

Подвижность элементов в форме комплексных соединений определяется их устойчивостью в режиме падения температуры, давления и нейтрализации фильтрующихся растворов, приводящих к их разложению и осаждению компонентов комплексов [156]. В качестве показателя устойчивости К.Б. Яцимирский [по работе 123] предложил использовать разность между потенциалами ионизации атома и теплоты гидратации иона. По этому показателю им выделен следующий ряд (от менее к более устойчивым): $\text{Au}^+ - \text{Ag}^+ - \text{Cu}^+ - \text{Rb}^+ - \text{Cs}^+ - \text{K}^+ - \text{Na}^+ - \text{Li}^+ - \text{Hg}^{2+} - \text{Pb}^{2+} - \text{Cu}^{2+} - \text{Zn}^{2+} - \text{Ni}^{2+} - \text{Co}^{2+} - \text{Fe}^{2+} - \text{Mn}^{2+} - \text{Mg}^{2+} - \text{Sr}^{2+} - \text{Ba}^{2+} - \text{Ca}^{2+} - \text{Bi}^{3+} - \text{Co}^{3+} - \text{Fe}^{3+} - \text{Cr}^{3+} - \text{Al}^{3+} - \text{La}^{3+}$. Как видно из приведенного ряда, более устойчивы, а следовательно, и подвижны центробежные элементы, расположенные в правой его части между Ni^{2+} и Cr^{3+} , по сравнению с центростремительными элементами.

О составе и кислотно-щелочных свойствах флюидов в период их зарождения в какой-то степени можно судить по данным термобарохимических и экспериментальных исследований.

Результаты изучения газовой-жидких включений в минералах свидетельствуют, что высоконагретые глубинные растворы имеют хлоридно-натровый состав, содержат угле- и кремнекислоты, фтор, калий, кальций, магний и редкие щелочи [156]. Исследованиями Г.Б. и В.Б. Наумовых, В.А. Дорофеева (1975, 1977) установлено, что такие хлоридные, а также углекислые растворы при высоких температурах являются более щелочными, чем чистая вода, то есть имеют субнейтральную, слабощелочную реакцию.

О микроэлементном составе отделяющихся от магмы флюидов можно судить по результатам систематизации и обобщения значительного по объему экспериментального материала, проведенных Н.И. Хитаровым с соавторами [188] и Г.Б. Наумовым

[113]. По этим данным в равновесной системе гранитный расплав-флюид такие элементы, как W, Sn, U, TR, Sr, Ba (в основном центростремительные — прим. авт.), накапливаются не во флюиде, а в гранитном расплаве, тогда как Fe, Mn, Cu, Co, Ni, Cr (типичные центробежные элементы), наоборот, переходят во флюид. При этом содержания в гранитном расплаве по сравнению с флюидом, например для олова, превышают в 5–200 раз, для урана — в 10–50 раз. Эти данные плохо увязываются с представлениями о рудообразующей роли флюидов при образовании месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом. Такие противоречия экспериментальных и теоретических исследований могут и, вероятно, обусловлены тем, что проведенные эксперименты не учитывают сложный и многосторонний механизм миграции и отложения рудного вещества; они моделируют лишь небольшой временной интервал, причем одного из ранних этапов образования ГМС (ранги РР, РУ, РП) в рамках длительного и многоуровневого процесса рудоконцентрации.

Таким образом, представленные данные о составе и кислотности флюидов позволяют предположить, что в период их зарождения и в начале фильтрации в магматическом очаге они имеют субнейтральную слабощелочную реакцию, относительно насыщены слабыми и сильными основаниями, то есть не способны производить кислотное выщелачивание.

При этом условии в соответствии с вышерассмотренным механизмом конвективного теплобаромассопереноса (рис. 23) минералого-геохимическая эволюция плутоногенных ГМС представляется в следующем виде.

В начальный период фильтрации субнейтральных флюидов (интервал 1–3) кислотное выщелачивание в традиционном понимании с образованием кварц-светлослюдистых метасоматитов не происходит. При этом, как следует из экспериментальных данных, вполне возможна экстракция наиболее подвижных безминеральных форм нахождения элементов без изменения минерального состава вмещающего субстрата. Ряд простых опытов показывает, что даже водяной пар не только при высоких (600°C), но и относительно умеренных температурах (300°C) в этом отношении весьма агрессивен. В частно-

сти, при воздействии пара на гранит вынос из него V, Ti, Co, Ni, Cr, Be, Pb, Rb, то есть преимущественно центробежных элементов, составляет более 50% исходного содержания в породе [142].

Дальнейшее снижение температуры и давления по ходу фильтрации флюидов (интервал 3–4) приводит к вскипанию растворов вследствие удаления избыточной углекислоты в собственную фазу и соответственно уменьшения ее содержания в растворе (Дорофеев, Наумов, 1974). Этот процесс в совокупности с процессом насыщения растворов слабыми основаниями (интервал 1–3) в конечном итоге приводит к общему снижению кислотности растворов и развитию стадии субщелочного метасоматоза (по Д.С. Коржинскому — ранняя щелочная) с образованием Ca–Mg–Fe метасоматитов (зона обмена). На этой стадии геохимическая эволюция системы проявляется в активной экстракции химических компонентов с кислыми свойствами (центростремительных элементов) из вмещающих пород и локализации слабых оснований (центробежных элементов), как будет показано ниже, в основном в темноцветных Ca–Mg–Fe алюмосиликатах.

В ходе последующего стягивания растворов в центральные части образующейся системы (интервал 4–2) под влиянием внешних факторов (P, T) и насыщения их кислотными компонентами возрастает кислотность растворов. Происходит кислотное выщелачивание пород с образованием кварц-светлослюдистых метасоматических ассоциаций ядерной зоны. Процесс сопровождается осаждением кислых компонентов и экстракцией основных.

Дальнейшая циркуляция растворов по замкнутому циклу может неоднократно повторяться вплоть до исчезновения термоградиентной аномалии при принципиально аналогичных процессах мобилизации, транспорта и осаждения химических компонентов. В этот период образования системы отложение вещества связано не только с изменением физических параметров в области течения флюидопотока, но и с существованием неподвижных геохимических барьеров [131 и др.]. Такими барьерами в фильтрующемся потоке кислых растворов для центробежных элементов являются ранее образованные субщелочные метасоматиты, тогда как для центростремительных элементов — кислые мета-

соматиты.

В еще большей степени возрастает роль метасоматических пород как неподвижных геохимических барьеров при образовании локальных ГМС в пределах систем региональных уровней. При схожем характере минералого-геохимической эволюции младшие члены, как правило, развиваются в резко неоднородной по кислотно-щелочным свойствам среде граничных областей ядерной зоны и зоны обмена ГМС старших рангов, породы которых и являются соответственно кислыми и щелочными барьерами.

Помимо метасоматитов геохимическими барьерами осаждения как центробежных, так и центростремительных элементов могут быть разнообразные магматические и осадочные породы. При этом в зависимости от среды процесс кислотно-щелочной эволюции растворов может иметь относительно плавный или скачкообразный характер. Так, на жестких щелочных барьерах (карбонатные породы) наблюдается резкая нейтрализация кислых растворов. При этом образуются разнообразные скарны и скарноиды. Эти метасоматиты типичны для зоны обмена ГМС рангов РУ, РП. Мягкими щелочными барьерами могут являться магматические образования (дайки, штоки, силлы и т.д.) щелочного, ультраосновного, основного, в меньшей степени среднего состава. На таких барьерах наблюдается локальное возрастание степени метасоматических замещений в границах менее контрастного ареала развития конкретной метасоматической ассоциации. При этом интенсивному метасоматозу подвергаются как сами барьерные породы, так и их экзоконтактные зоны. Типичным примером мягкого барьера являются области развития даек среднего состава в периферических частях ГМС Бамского РУ (Сев. Приамурье), к которым приурочены «всплески» пропилитизации на фоне слабопроявленных метасоматических пород.

Рассмотренные общие закономерности минералого-геохимической эволюции конкретизируем по уровням организации ГМС на стадии кислотного выщелачивания и субщелочной стадии.

5.4.1. Стадия кислотного выщелачивания

Локализация рассеянного в большом объеме флюидопотока определяет не

Реакции замещения при образовании кислых метасоматитов

Метасоматиты	Минеральный состав зон	Реакции замещения
Грейзены	1. q, fsp, pl, amf (гранит) 2. q, fsp, ab, mu 3. q, fsp, mu 4. q, mu → грей- 5. q → зены	pl-ab, bt-mu ab-mu fsp-mu mu-q —
Березиты	1. q, fsp, pl, bt (гранит) 2. q, fsp, pl, src 3. q, fsp, ab, src 4. q, fsp, src 5. q, src → бере- 6. q → зиты	bt-src pl-ab ab-src fsp-src src-q —
Вторичные кварциты	1. q, fsp, pl, bt (гранит) 2. q, fsp, ab, src 3. q, fsp, src 4. q, src → вторич- 5. q, ad → ные 6. q → кварциты	pl-ab, bt-src ab-src fsp-src src-ad ad-q —
Аргиллизиты	1. q, fsp, pl, amf (гранит) 2. q, fsp, pl, chl, ca 3. q, fsp, ab, src, mm 4. q, kl, src → аргил- 5. q, kl → лизи- 6. q → ты	bt, amf-chl, ca pl-ab, chl, ca-mm fsp, ab, mm-src, kl src-kl kl-q —

Примечание. q — кварц, fsp — калиевый полевой шпат, pl — плагиоклаз (олигоклаз), bt — биотит, amf — амфибол, py — пироксен, mu — мусковит, ab — альбит, src — серицит, ad — андалузит, chl — хлорит, ca — кальцит, mm — монтмориллонит, kl — каолинит.

только образование младших членов в пределах ГМС старших рангов, но и степень порождаемых потоком метасоматических преобразований коренного субстрата на конкретном уровне организации. В этом случае следствием последовательного обособления энергетически все более интенсивных струй является зонное строение метасоматических образований. В основном оно характерно для метасоматических пород локальных ГМС и проявляется в определенной последовательной смене метасоматических зон различной степени метасоматических преобразований от неизмененных пород до полнопроявленных метасоматитов.

Типичные реакции замещения при образовании наиболее распространенных метасоматитов стадии кислотного выщелачивания [55, 56, 62, 78, 104, 127 и др.] представлены в табл. 31.

Как видно из таблицы, при кислотном выщелачивании последовательность замещения порообразующих минералов в целом однотипна и может быть представлена следующим рядом: bt(amf, py) → pl → fsp.

Конечным продуктом их замещения при широких вариациях промежуточных метасоматических минералов являются мусковит, его гидроаналоги (гидромусковит, серицит) и кварц. Таким образом, в обобщенном виде вне зависимости от типа образующихся кислых метасоматитов можно выделить следующую последовательность типичных реакций замещения:

- 1) bt(amf, py) → (chl, ca, mm) → mu(src);
- 2) pl → ab → mu(src);
- 3) fsp → mu(src);
- 4) mu(src) → (ad, kl) → q.

Каждой из выделенных реакций соответствует своя метасоматическая зона, имеющая значительный временной интервал формирования [139], в рамках стационарного и весьма длительного функционирования гидротермально-метасоматической системы в целом [81]. В этом контексте такие временные интервалы можно с некоторой долей условности рассматривать по аналогии с обозначениями интервалов геологического времени магматической деятельности, как отдельные фазы процесса кислотного выщелачивания. На-

ми обозначены пять следующих фаз:

Нулевая фаза (Φ_0) выделяется условно как период пропаривания пород под воздействием фронтальных частей потоков горячих флюидов, без изменения их минерального состава. Эта фаза предшествует гидротермально-метасоматическим изменениям пород.

Первая фаза (Φ_1) отражается в общем осветлении пород в результате развития светлых слюд по темноцветным минералам (bt, amf, py). Процент новообразованных минералов для типичных силикатных сред при стопроцентном замещении темноцветных минералов колеблется от единиц до 30% (для гранитов до 6%), то есть образующиеся метасоматиты по степени метасоматических преобразований [139] относятся к слабопроявленным.

Вторая фаза (Φ_2) характеризует развитие светлых слюд по плагиоклазу. При аналогичных как и в фазе Φ_1 условиях замещения образуются слабо- или сильнопроявленные метасоматиты (до 32%).

Третья фаза (Φ_3) соответствует реакции замещения светлыми слюдами калиевого полевого шпата с образованием сильнопроявленных метасоматитов (до 72%).

Четвертая фаза (Φ_4) отвечает метасоматическим процессам образования кварца по светлым слюдам в рамках преобразования метасоматитов третьей фазы.

При существующих представлениях о возрастании степени метасоматических изменений пород при переходе от ГМС старших рангов к младшим членам [104] на уровнях РР, РУ будет проявлена одна (Φ_0) или две (Φ_0 – Φ_1) фазы развития кислотного метасоматоза, РП — две–три фазы (Φ_0 – Φ_1 , Φ_0 – Φ_2), РМ и РТ — четыре–пять фаз (Φ_0 – Φ_3 , Φ_0 – Φ_4).

В таком случае на основе представленных выше данных о подвижности различных форм нахождения элементов (с. 58) и последовательности реакций замещения возможен теоретический прогноз состава подвижных (центробежных) элементов при кислотном выщелачивании на конкретных этапах развития многоуровневой ГМС. Вернемся к рассмотренным в разд. 3.2. гранитам, как к наиболее изученным породам с позиций распределения макро- и микроэлементов в пороодообразующих минералах (с. 56, табл. 27) и по формам их нахождения (с. 59, табл. 29). Схему определения доли элементов в по-

тенциально подвижной форме от общего его содержания в гранитном субстрате по фазам развития процесса кислотного выщелачивания проиллюстрируем на примере стронция.

Для этого элемента наиболее подвижная рассеянная форма представлена в межзерновом пространстве и кварце и составляет 6% от его общего количества, содержащегося в граните (табл. 29). Изоморфная форма и близкая к ней по подвижности (разд. 5.2) микроминеральная (сверхтонких минеральных примесей) локализована в темноцветных минералах, плагиоклазе и калиевом полевоом шпате в количестве 94% (табл. 29). В фазу развития Φ_0 потенциально подвижна рассеянная форма, то есть 6% от общего количества стронция. При разложении темноцветных минералов (фаза Φ_1) высвобождается около 3% элемента, плагиоклаза (фаза Φ_2) — 32%, калиевого полевого шпата (фаза Φ_3) — 59% (табл. 27). Аналогичные определения потенциальной подвижности проведены и для других элементов, результаты которых представлены в табл. 32.

Данные таблицы свидетельствуют о высокой подвижности многих микроэлементов уже на самой ранней фазе развития (Φ_0) кислотного выщелачивания. Очевидно, что эти потенциальные возможности не реализуются для элементов, имеющих кислотные и амфотерные свойства (Au, В, U, W, Mo, Ga, Nb, Th, Y), а также некоторых оснований, нередко содержащихся в избыточных количествах в гидротермальных растворах. Среди последних, исходя из установленных повышенных концентраций в ядерной зоне АГП и ГМС (табл. 9, 11, 20), часто отмечаются К, Na, Cu, Zn, Sn, Cs, Li. Остальные элементы (Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Sc, Cr, V, Ti, Sr, Ba) могут частично связываться в новообразованных минералах или в силу своих основных свойств мобилизоваться фильтрующимися кислыми растворами. Соотношения их количеств в первом приближении может быть определено путем сравнения содержаний элементов в новообразованных и замещаемых минералах.

Как отмечалось выше, новообразованным минералом в реакциях замещения при кислотном выщелачивании является мусковит и его гидроаналоги. Не располагая надежными данными о химическом составе мусковитов метасоматического генезиса,

Таблица 32

Распределение относительно подвижных форм элементов по фазам развития процесса кислотного выщелачивания стандартных гранитов [83]

Фаза развития	Подвижная форма элементов	Процент новообразованных минералов в граните	Метасоматиты по степени замещения (по Е.В. Плющеву)	Количество элемента в потенциально подвижной форме от общего содержания в породе (%)															
				Mg, Fe	Ca	Na	K	Al	Si	Sr	Au	Zr	Pb	B	Ba	Cr	Be	U	W
Φ ₀	Безминеральная	около 0	Непроявленные	—	—	—	—	—	—	6	≈100	—	6	15	2	25	92	15	≈100
Φ ₁	Макроминеральная и изоморфная в темноцветных минералах	до 6	Слабопроявленные	100	8	1	6	8	4	3	—	3	3	10	2	9	8	1	—
Φ ₂	Макроминеральная и изоморфная в плагиоклазе	до 32	Сильнопроявленные	—	92	99	—	42	29	32	—	13	19	36	2	26	—	44	—
Φ ₃	Макроминеральная и изоморфная в К-полевоом шпате	до 72	Полнопроявленные	—	—	—	94	50	46	59	—	21	57	39	94	40	—	—	—

Окончание таблицы 32

Фаза развития	Подвижная форма элементов	Процент новообразованных минералов (гранит–диорит)	Метасоматиты по степени замещения (по Е.В. Плющеву)	Количество элемента в подвижной форме от общего содержания в породе (%)															Ранг АГП
				Ti	Mo	Ga	V	Co	Cu	Nb	Th	Sc	Zn	Ni	Sn	Cs	Li	Y	
Φ ₀	Безминеральная	около 0	Непроявленные	—	97	2	21	76	62	83	70	49	43	39	67	61	28	79	РР, РУ
Φ ₁	Макроминеральная и изоморфная в темноцветных минералах	до 6	Слабопроявленные	23	—	13	25	24	38	—	2	51	52	61	1	29	72	11	РУ, РП
Φ ₂	Макроминеральная и изоморфная в плагиоклазе	до 32	Сильнопроявленные	15	—	43	21	—	—	—	28	—	—	—	12	—	—	10	РП, РМ
Φ ₃	Макроминеральная и изоморфная в К-полевоом шпате	до 72	Полнопроявленные	24	—	42	33	—	—	—	—	—	—	—	—	10	—	—	РМ, РТ

Соотношение кларков концентраций в мусковите и в раннемагматических минералах гранитоидов

Фаза развития	Реакции замещения (соотношение минералов)	Макроэлементы				Микроэлементы							
						Концентрирующиеся				Деконцентрирующиеся			
Φ_1	bt→mu(mu/bt)	Al	K	Si	Mg, Fe	Mo	Be	Au	Sn	Nb	Ti	V	Pb
		1.9	1.3	1.2	< 0.01	13	10	6.4	5.1	0.53	0.37	0.34	0.29
						W	Cs	Zr	Cr	Co	Sc	Sr	
						4.5	4.3	2.2	2.1	0.17	0.06	0.04	
Φ_1	amf→mu (mu/amf (поговая обманка))	K	Al	Si	Na	Cs	Li	Mo	W	Zr	Pb	Co	Ti
		>>	3.2	1.2	0.0n	104	90	19	16	0.93	0.50	0.45	0.44
		Mg, Fe		Ca		Ga	Be	U	Au	V	Ni	Sr	
		0.02		< 0.01		5.8	4.6	3.1	2.7	0.38	0.22	0.10	
Φ_2	pl→mu(mu/pl)	Al	Si	Ca		Li	Mo	Cs	Nb	U	Pb	Sr	
		1.6	0.7	0.02		80	49	34	19	0.64	0.17	0.01	
		Na				Au	Ga	Be					
		0.02				5.6	4.5	4.2					
Φ_3	fsp→mu (mu/fsp) ⁷	Al	Si	K		Li	Cs	Mo	Sn	Ni	Zn	U	Pb
		2.1	0.7	0.7		145	104	42	39	0.60	0.29	0.25	0.04
						Nb, Be	W	Au	Ga	Sr			
						26	15	8.0	6.9	0.01			

нами использовались среднестатистические содержания в магматическом мусковите (табл. 26). Такая замена логически допустима, так как мусковит магматического происхождения, являясь наиболее поздним по времени выделения минералом горных пород, в особенностях своего химического состава отражает обогащенность постмагматических растворов рудными и редкими элементами [94], в конечном итоге, геохимическую специализацию гидротермально-метасоматических образований.

Результаты расчетов соотношения содержаний элементов в мусковите и раннемагматических минералах приведены в табл. 33.

Как видно из таблицы, при развитии мусковита по породообразующим минералам рассматриваемые слабые основания

деконцентрируются, то есть переходят в раствор в количествах, нередко составляющих 90% и более от общего содержания в замещаемых минералах. Таким образом, на стадии кислотного выщелачивания реально подвижными элементами с центробежными тенденциями являются Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Mn, Sc, Cr, V, Ti, Sr, Ba, в отдельных случаях — K, Na, Pb, Cu, Zn, Sn, Cs, Li. Полученный теоретический спектр центробежных элементов несколько шире установленного эмпирического (табл. 10, 12, 19). Это связано с тем, что при систематизации эмпирических данных статистической обработке подверглись материалы, авторы которых целенаправленным изучением отрицательных ореолов центробежных элементов не занимались. Часто информация о них поверхностна, отмечаются лишь наиболее типичные элементы со

⁷ Сокращенный спектр в связи с отсутствием данных по содержанию ряда элементов в плагиоклазах и калиевых полевых шпатах.

Теоретический состав центробежной группы элементов по фазам развития процесса кислотного выщелачивания

Фаза развития (ранг системы)	Типичные центробежные элементы	Возможные центробежные элементы ⁸
Φ ₀ (РР, РУ)	Co, Mn, Sc, Ni, Cr, V	Cu, Zn, Sn, Cs, Li
Φ ₁ (РУ, РП)	Mg, Fe, Co, Ni, Mn, Sc, V, Ti (Cr, Ca)	Cu, Zn, Cs, Li
Φ ₂ (РП, РМ)	Ca, Sr, Cr, V (Mg, Fe, Co, Ni, Mn, Sc, Ti)	Na (Cu, Zn, Cs, Li)
Φ ₃ (РМ, РТ)	Sr, Cr, V, Ti, Ba (Mg, Fe, Co, Ni, Sc, Ca)	K, Pb (Cu, Zn, Cs, Li)

Примечание. В скобках указаны второстепенные элементы.

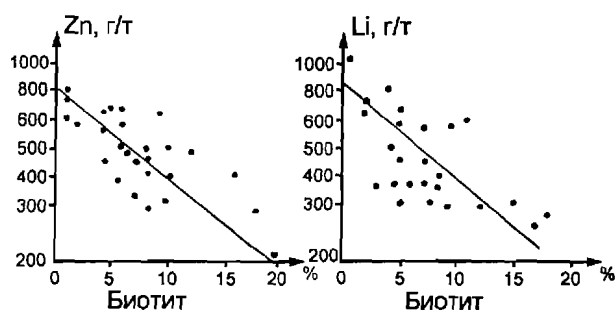


Рис. 24. Зависимость между содержаниями элементов в биотите и количеством биотита в гранитоидах Восточного Забайкалья (по материалам В.Д. Козлова, З.Н. Воловиковой [69]).

ссылкой (и т.д., и т.п.), что существуют и другие. В этой связи установленный теоретический спектр центробежных элементов нами рассматривается как наиболее полный характеризующий эту группу элементов, в пределах которой для Mn, Co, Ni, V, Cr центробежные тенденции проявляются наиболее контрастно.

Наряду с качественной однородностью спектра центробежных элементов стадии кислотного выщелачивания в целом, намечаются и некоторые различия состава этих элементов по отдельным фазам развития процесса (табл. 34), а следовательно, и на различных иерархических уровнях организации ГМС. Так, для региональных ГМС рангов РР, РУ, РП (Φ₀, Φ₁, Φ₂) типичными центробежными элементами являются Mg, Fe, Co, Ni, Sc, (Mn), тогда как для локальных систем рангов РМ, РТ (Φ₃, Φ₄) приоритеты смещаются в сторону Ca, Sr, Ba, Cr.

Установленные общие и частные закономерности геохимической эволюции в

процессе кислотного выщелачивания стандартных гранитов с высокой степенью вероятности сохраняются и для других силикатных сред формирования ГМС. Такое предположение основывается на следующем:

1. Силикатная среда формирования ГМС на минеральном уровне качественно однородна.

2. Последовательность реакций замещения при метасоматозе, то есть направленность фазового развития процессов кислотного выщелачивания, определяется не соотношением минералов в первичной породе, а их устойчивостью в кислой среде.

3. Подвижность различных форм нахождения элементов и последовательность их экстракции гидротермальными растворами не зависят от минерального состава среды.

4. При изменении соотношения породообразующих минералов в первичных породах изменяются и абсолютные значения содержаний элементов в них. Так, В.Д. Козловым, З.Н. Воловиковой [69] для гранитоидов Забайкалья установлено, что с увеличением количества минерала (биотита) в породе уровень содержаний элементов в нем падает (рис. 24). Этим определяется относительное постоянство доли конкретного элемента в породообразующем минерале от общего его количества вне зависимости от соотношения минералов в породе. В рассмотренном нами примере при 5- и 20%-ном уровне содержаний биотита такая доля для Zn ($K=60 \times 10^{-3}\%$) будет составлять соответственно 46 и 60%, для Li ($K=40 \times 10^{-3}\%$) — 71 и 75%.

⁸ Центробежные свойства проявляются при условии изначально низких концентраций элементов в воздействующих гидротермальных растворах.

Распространенность субщелочных метасоматитов в ГМС рангов РМ, РТ месторождений W, Mo, Sn, Au, Cu, Pb, Zn (по данным Л.Н. Овчинникова [125])

Процесс щелочной стадии	Распространенность, %
Хлоритизация	20–70
Эпидотизация	20–70
Турмалинизация	15–30
Биотитизация	0–65
Пиритизация (процесс, типичный при образовании зоны обмена ГМС ранга РТ)	0–30

Таблица 36

Химический состав типоморфных минералов метасоматических пород зоны обмена

Минерал	Конституционные компоненты ⁹	Элементы-примеси ¹⁰
Эпидот	Ca, Fe (Mg)	Mn, Cr, Sr, Ce, Na, Y, Th, U
Хлорит	Mg, Fe (Ca)	Mn, Cr, Ni, Ti, V и др.
Тремолит-актинолит	Ca, Mg, Fe	Mn, щелочи и др.
Диопсид-геденбергит	Ca, Mg, Fe	Cr, Ti, Mn, V, Ni, Sr, Ba, Sc
Гроссуляр-андрадит	Ca, Fe	Cr, Mn, V, P и др.
Турмалин (шерл)	Mg, Fe (Ca)	Mn, Li, Cr, Ti, V, Rb, Cs, Be, Ba, P и др.
Биотит	Mg, Fe	Ti, Li, Mn, Ba, Sr, Cs, V, Cr, Ni, Co и др.
Роговая обманка	Ca, Mg, Fe	Ti, Mn, Ni, Sr, Zn, V, Cr, Li и др.
Пирит	Fe	Ni, Co, Mn, V, Mo, Cr, W, Au, Cu и др.

5.4.2. Щелочная стадия

Наиболее распространенными метасоматическими породами субщелочной стадии являются хлорит-эпидотовые и актинолит-эпидотовые парагенезисы пропилитов (табл. 35), а также весьма разнообразные по составу пропилитоподобные метасоматиты (хлорититы, эпидозиты, породы альбит-эпидотовой фации контактовых роговиков и т.п.), содержащие вкрапленность типоморфных минералов пропилитовых ассоциаций (ep, chl, act). Реже среди пород зоны обмена отмечаются биотититы, турмалиниты, скарны и скарноиды, роговообманковые и пироксеновые метасоматиты, некоторые фации контактовых роговиков (роговообманковые, биотитовые, пироксеновые).

При всем многообразии пород зоны обмена их объединяет присутствие в качестве порообразующих минералов Ca-Mg-Fe-алюмосиликатов — хлорита, эпидота, тремолита-актинолита, турмалина (шерла), биотита, роговой обманки, диопсида-геденбергита. Состав конституционных ком-

понентов и изоморфных элементов-примесей в этих минералах (табл. 36) в основном и определяет геохимическую специализацию рассматриваемых пород.

Обобщенные данные по химическому составу пропилитов и турмалинитов ранее приводились нами в табл. 18. Принципиально сходный состав концентрирующихся элементов отчетливо просматривается по опубликованным данным [54, 132, 139, 145, 192] и для других типов темноцветных ассоциаций метасоматитов. В целом породы зоны обмена ГМС характеризуются преимущественным накоплением Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Mn, Sc, Sr, Cr, V, Ti (реже Ba, Ga, Cu, Be), то есть элементов, деконцентрирующихся на стадии кислотного выщелачивания в ядерной зоне системы.

Вместе с тем имеют место случаи, когда вышеприведенные элементы в породах зоны обмена отмечаются в субфоновых содержаниях или даже выносятся. Особенно это характерно для скарнов и скарноидов, в меньшей степени пропилитов. Так, например, для скарнов при повышенном уровне концентрации Mn и Co

⁹ Приведены только элементы центробежной группы.
¹⁰ По данным А.Г. Бетехтина [9], Дж.Д. Дэна и др. [52], Геологический словарь, 1978 [27].

Е.В. Плющевым, В.В. Шатовым (1985), Я.А. Косалсом (1971) установлены пониженные относительно фона содержания Cr, V, Ti, Ni, Sc, тогда как Н.С. Остапенко, В.Г. Моисеенко (1994), Г.Н. Федчина (1989) фиксируют накопление этих элементов. Такие противоречивые данные, очевидно, связаны с часто наблюдаемым совмещением в пространстве собственно скарновой минерализации и продуктов более позднего кислотного выщелачивания. Другими словами, породы зоны обмена ГМС ранних этапов (по Д.С. Коржинскому — ранней щелочной стадии) могут и нередко являются вмещающей средой образующихся кислых метасоматитов ядерной зоны ГМС младшего ранга. При этом, как было показано выше, уже на самой ранней фазе развития стадии кислотного выщелачивания (Φ_0) ряд микроэлементов (Co, Mn, Sc, Ni, Cr, V), находящиеся в подвижной рассеянной и изоморфной формах, может быть экстрагированы кислыми растворами и вынесены на периферию образующейся ядерной зоны. Этот процесс может происходить без заметного изменения минерального состава скарнов (пропилитов), а следовательно, корректное выделение минералогическими методами скарновых парагенезисов «чистой линии» для последующего их геохимического изучения не представляется возможным.

В этой связи о характере и направленности геохимической эволюции системы на щелочной стадии можно судить лишь косвенно, рассматривая стадию кислотного выщелачивания и щелочную стадию как взаимосвязанные части единого процесса формирования ГМС. В таком варианте изменения во временных координатах состава осаждающихся элементов при субщелочном метасоматозе адекватны составу экстрагируемых растворами элементов по фазам развития кислотного выщелачивания (табл. 34). Тогда при образовании ГМС старших рангов (РР, РУ), характеризующихся фазой развития Φ_0 , видимых метасоматических изменений первичных пород как ядерной зоны, так и зоны обмена наблюдаться не будет при весьма активном перераспределении (для гранитов на уровне 21–76%) Co, Mn, Sc, Ni, Cr, V (табл. 32).

Такие зональные системы не диагностируются макро- и микроскопическими методами, но отчетливо выделяются при мелко-масштабных геохимических съемках. Для ГМС рангов РУ и РП, характеризующихся слабыми метасоматическими изменениями (Φ_0 – Φ_1), при высокой подвижности вышеприведенных микроэлементов, резко возрастает подвижность Mg и Fe. При переходе к ГМС рангов РМ и РТ (Φ_0 – Φ_2 , Φ_0 – Φ_3 , Φ_0 – Φ_4) степень метасоматических преобразований пород увеличивается до сильно- и полнопроявленной при общем возрастании подвижности Ca, Sr, Cr, Ba.

В соответствии с изложенными выше представлениями о минерало-геохимической эволюции ГМС зона обмена по отношению к ~~центробежным~~ (рудным) элементам является областью питания, ядерная зона — разгрузки. В свою очередь для центробежных элементов имеет место диаметрально противоположная позиция этих областей. В таком случае «стягивающиеся» к ядру образующейся ГМС коллективы микрочастиц центростремительных элементов на региональном уровне (РР, РУ, РП) определяют геохимическую специализацию систем, на локальном — кроме того, могут служить дополнительными, а в некоторых случаях и основными [3, 17 и др.] источниками концентрации этих металлов в месторождениях.

Возможность такого механизма рудо-концентрации косвенно подтверждается экспериментальными данными. Так, по оценкам рудообразующих возможностей флюидов [151, 188] установлено, что для образования месторождений Cu, Pb, Zn, Mo ($n \times 10^5$ т) в результате мобилизации рудного вещества из гранитной интрузии достаточно менее 10% общего содержания металлов в ней при объеме области мобилизации от 4 до 1000 км², что вполне реально в природных системах. Интересные в этом плане экспериментальные результаты получены Г.Л. Поспеловым: при встречной диффузии реагентов во влажном песке образовалась мономинеральная жилка йодистой ртути, производящая впечатление сформировавшейся путем выполнения трещины [141].

Согласно представлениям Г.П. Поспелова [141] месторождение есть конечный продукт длительного и поэтапного развития флюидных систем (РС, ГМС — *прим. авт.*). Последовательность образования отдельных членов многоуровневых систем в самом общем виде характеризуется следующим рядом (от ранних к поздним): РС (ГМС) рангов РР, РУ–РП–РМ–РТ. В зависимости от генезиса конечных членов таких систем представленный ряд может быть проявлен полностью или частично (гл. 2). В соответствии с этой последовательностью происходит поэтапное концентрирование рудных элементов, вплоть до образования ураганных (для низкокларковых элементов), в том числе и промышленных содержаний. Усеченность полного цикла развития РС, выпадение отдельных членов системы приводит к ее затуханию, а следовательно, высоких концентраций элементов в этих случаях не достигается.

Главным условием длительного функционирования РС, а соответственно и образования месторождений, является поэтапный подвод к ним из внешнего источника вещества и энергии [86], сомасштабных рангу образующихся РС. Наиболее распространенным источником вещества в системах являются гидротермальные растворы — важнейший и неперенный агент формирования многих генетических групп месторождений полезных ископаемых. Помимо собственно гидротермальных месторождений в значительной степени они участвуют в образовании скарновых [54], карбонатитовых [30, 63], грейзеновых [204], метаморфогенных [156] и пегматитовых месторождений [118]. В этой связи с некоторой долей условности РС, завершающиеся образованием всех перечисленных выше типов месторождений, можно рассматривать как гидротермально–метасоматические системы. Правомочность такого подхода подтверждается наличием общих закономерностей состава и строения

РС вне зависимости от генезиса конечных ее членов (разд. 3.2, 3.3).

Как отмечалось ранее, источником энергии могут являться разнообразные геологические процессы. Роль энергии определяется созданием благоприятной физической среды функционирования ГМС, ее наличие является обязательным условием активной циркуляции гидротермальных растворов — главных поставщиков вещества в образующуюся систему.

Исходя из изложенного, логично предположить, что масштаб источника энергии, масштаб сопряженного с ним гидротермального процесса и количество привнесенных растворами рудных элементов находятся в функциональной зависимости. По крайней мере две последние характеристики поддаются количественной геохимической оценке [161, 168, 173]. Показателем количества привнесенных в систему из внешнего источника центростремительных элементов является продуктивность аномалий (Р) или прогнозные ресурсы метрального слоя (q), вычисляемые по следующим известным формулам [176]:

$$P = (\bar{C} - C_0) \times S, \quad (1)$$

где $\bar{C}$ — среднеореольное содержание элемента; C_0 — фоновое содержание элемента; S — площадь ореола.

$$q = (1/k \times k') \times P \times d \times 10^{-2}, \quad (2)$$

где k — коэффициент соответствия между продуктивностью вторичного и первичного ореола; k' — коэффициент соответствия между продуктивностью потока и вторичного ореола рассеяния; $d = 2.5 \text{ т/м}^3$ — средневзвешенный объемный вес окорудных метасоматически измененных пород, а умножение на 10^{-2} отвечает переходу от процентов к тоннам металла.

Оценка масштаба гидротермального процесса опирается на предположение, логически вытекающее из вышеизложенного

го материала: чем больше масштаб процесса, тем активнее воздействие гидротермальных растворов на вмещающую среду, соответственно интенсивнее экстракция центробежных элементов из этой среды, их миграция и перераспределение. В таком случае масштаб гидротермального процесса определяет степень упорядоченности структур АГП или, другими словами, уровень проявленности объемной зональности. Оценка степени упорядоченности структур АГП в подавляющем большинстве случаев основывается на зрительном восприятии, то есть весьма и весьма субъективна (разд. 3.1). Вместе с тем, установленные общие и частные закономерности состава и строения АГП позволили разработать способ геометризации АГП и количественной оценки упорядоченности их структур [161, 163, 168, 173].

Наиболее надежно зональные АГП выделяются с использованием мультипликативных показателей ($K_{цб}$), укомплектованных типичными центробежными элементами (Ni, Co, Cr, V, Mn, Ti), отрицательные ореолы которых фиксируют ядерную зону, положительные — зону обмена. При этом более эффективно применение многокомпонентных показателей (4–6 элементов), что позволяет:

- увеличить контрастность сопряженных положительных и отрицательных ореолов;
- снизить негативное влияние лабораторной дисперсии определения содержания отдельных элементов [44, 47];
- нейтрализовать имеющие место в отдельных случаях отклонения в составе центробежных элементов от универсального спектра (с. 31);
- уменьшить влияние векторной зональности элементов в ядерной зоне (разд. 3.4.2), то есть выделять зональные АГП вне зависимости от их уровня эрозионного среза.

В качестве базовых показателей степени упорядоченности структур АГП нами использовались продуктивности отрицательных ($-P_{цб}$) и положительных ($+P_{цб}$) аномалий $K_{цб}$, отвечающих соответственно количеству центробежных элементов, вынесенных из ядерной зоны и привнесенных в зону обмена. При этом применялись нормированные значения $K_{цб}$, что позволило нивелировать уровни содержаний центробежных элементов в различных породах,

снизить влияние систематической лабораторной и временной ошибки [121]. Величины $+P_{цб}$ и $-P_{цб}$ по аналогии с нормированной площадной продуктивностью моноэлементных ореолов могут быть оценены по следующим формулам:

$$+P_{цб} = (+\tilde{K}_{цб}/K_{цбф})^{1/n} \times (+S), \quad (3)$$

$$-P_{цб} = (+K_{цбф}/-\tilde{K}_{цб})^{1/n} \times (-S), \quad (4)$$

где $+\tilde{K}_{цб}$ и $-\tilde{K}_{цб}$ — среднегеометрические значения положительных и отрицательных аномалий $K_{цб}$; $K_{цбф}$ — фоновое значение $K_{цб}$; $+S$ и $-S$ — площади положительных и отрицательных аномалий $K_{цб}$; n — порядок коэффициента центробежных элементов, а возведение в степень $1/n$ позволяет соизмерить влияние $K_{цб}$ и S на конечный результат ($+P_{цб}$, $-P_{цб}$).

Эмпирически установлено, что значения величин $+P_{цб}$ и $-P_{цб}$ для АГП, вскрытых эрозией, весьма близки (табл. 32), тогда как для слабо и сильноэродированных полей эта закономерность нарушается. При этом, как правило, $+P_{цб} \gg -P_{цб}$. В этом случае оценка масштаба процессов перераспределения центробежных элементов, а следовательно и упорядоченности структур АГП в целом, с использованием по отдельности величин $+P_{цб}$ и $-P_{цб}$ не представляется достаточно надежной. В этой связи предлагается применять комплексный показатель, учитывающий одновременно продуктивности как положительных, так и отрицательных аномалий $K_{цб}$. При этом в качестве характеристики отрицательной аномалии используется так называемая условная продуктивность ($-P'_{цб}$), вычисляемая по следующей формуле:

$$-P'_{цб} = 1/(K_{цбф}/-\tilde{K}_{цб})^{1/n} \times (-S). \quad (5)$$

В вариантах (3), (5) значение $+P_{цб}$ больше и значительно больше единицы, $-P'_{цб}$ — меньше и значительно меньше единицы. Тогда соотношение этих величин будет характеризовать масштаб перераспределения центробежных элементов, степень проявленности объемной зональности, в конечном итоге масштаб гидротермального процесса:

$$\lambda_{цб} = +P_{цб}/-P'_{цб}, \quad (6)$$

где $\lambda_{цб}$ — показатель степени упорядоченности структур АГП.

Очевидно, что в искомом показателе не



Рис. 25. Ореолы K_{CB} вида $CrVCoMnTiV$ на участках Амгуэмо–Канчаланской рудной зоны: 1–2 — отрицательные ореолы K_{CB} ; 3 — фоновые значения K_{CB} ; 4–5 — положительные ореолы K_{CB} ; 6 — ореолы золота (более 0.1 г/т); 7 — известные рудные тела (участок Центральный).

следует искать скрытый физический смысл, он является продуктом формализованного подхода к оценке упорядоченности структур АГП.

Помимо рассмотренных выше величин, при прогнозной оценке ресурсов на площадях с установленной металлогенической специализацией весьма эффективно применение более сложных мультипликативных показателей — коэффициентов интенсивности, числитель которых комплектуется типоморфными элементами центроостремительной группы (рудного комплекса), знаменатель — центробежными элементами. В этом случае оценка степени упорядоченности структур производится с исполь-

зованием аналогичных по смыслу и способу определения величин $+P_{и}$, $-P'_{и}$, $\lambda_{и}$.

Рассмотрим соотношение выше рассмотренных величин на конкретных примерах.

В пределах Амгуэмо–Канчаланской рудной зоны Восточно–Чукотского вулканического пояса при изучении ГМС ранга РМ на пяти детальных участках, характеризующихся различным масштабом проявления золото–серебряной минерализации, была проведена литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния по сети 100×20 , 200×20 м. По результатам изучения химического состава коренных золото–серебряных проявлений, вторичных ореолов рассеяния и анализа корреляционных связей элементов был выделен спектр центроостремительных (Au, Ag, Pb, Mo, As, Cu, Sn) и центробежных (Cr, Co, V, Ni, Mn, Y, Ti, Ba) элементов. С учетом этих данных при геометризации АГП ранга РМ использовались ореолы $K_{CB} = Cr V Co Mn Ti Y$ (рис. 25) и $K_{и} = Au Ag^2 As Mo Pb / Cr V Co Mn Ti Y$. При этом с целью нейтрализации влияния лабораторной и природной дисперсии содержаний элементов производилось усреднение первичных данных методом скользящего окна (ячейка 100×100 м).

Результаты параллельных расчетов P_{Au+Ag} (сумма продуктивностей Au и Ag), $+P_{CB}$, $-P'_{CB}$, λ_{CB} , $+P_{и}$, $-P'_{и}$, $\lambda_{и}$ на изученных пяти участках (табл. 37) свидетельствуют о том, что эти величины находятся в корреляционной зависимости (табл. 38, 39).

Таблица 37

Геохимические параметры АГП ранга РМ в пределах Амгуэмо–Канчаланской рудной зоны

Участок	P_{Au} ($M^2\%$)	P_{Ag} ($M^2\%$)	P_{Au+Ag} ($M^2\%$)	$+P_{CB}$	$-P'_{CB}$	λ_{CB}	$+P_{и}$	$-P'_{и}$	$\lambda_{и}$
Центральный (месторождение Валунистое)	25.9	222	248	2.3×10^3	1.4×10^{-3}	1.6×10^6	6.8×10^3	1.3×10^{-3}	5.6×10^6
Горный	66.2	180	246	1.0×10^3	7.1×10^{-3}	1.4×10^5	3.5×10^3	1.2×10^{-2}	2.9×10^5
Поздний	13.2	116	129	1.5×10^3	5.2×10^{-3}	2.8×10^5	2.0×10^3	2.0×10^{-2}	1.0×10^5
Огненный	3.3	38	41	6.0×10^2	6.8×10^{-3}	8.9×10^4	1.5×10^3	8.1×10^{-2}	1.8×10^4
Шах	6.9	19	26	6.0×10^1	2.1×10^{-2}	2.9×10^3	1.6×10^3	1.0×10^0	1.6×10^3

Примечание. Определение условных продуктивностей мультипликативных показателей проводилось по следующему упрощенному варианту:

$$P_{CB(и)} = (+\tilde{K}_{CB(и)} / K_{CB(и)ф})^{1/n} \times a \times n_0 \text{ и } -P'_{CB(и)} = (K_{CB(и)ф} / \tilde{K}_{CB(и)})^{1/n} \times a \times n_0,$$

где a — коэффициент, учитывающий масштаб литохимического опробования, $a = \Delta S / \Delta S_0$ (ΔS — площадь элементарной ячейки опробования данного участка, $\Delta S_0 = 100 \times 20 = 2000 \text{ м}^2$ — площадь элементарной ячейки опробования при стандартной съемке масштаба 1:10 000); n_0 — количество аномальных точек в контуре соответствующей аномалии.

Таблица 38

Матрица коэффициентов парной корреляции величин P_{Au+Ag} , $\lambda_{ЦБ}$, $\lambda_{И}$, $-P'_{И}$, $+P_{ЦБ}$

	P_{Au+Ag}	$\lambda_{И}$	$\lambda_{ЦБ}$	$-P'_{И}$	$+P_{ЦБ}$
P_{Au+Ag}	1.000	+0.980	+0.913	-0.991	+0.945
$\lambda_{И}$		1.000	+0.951	-0.994	+0.889
$\lambda_{ЦБ}$			1.000	-0.954	+0.876
$-P'_{И}$				1.000	-0.934
$+P_{ЦБ}$					1.000

Примечание. Критическое значение коэффициента парной корреляции при 5%-ном уровне значимости $r_{5\%}=0.878$.

Таблица 39

Зависимости геохимических параметров АГП ранга РМ в пределах
Амгуэмо–Канчаланской рудной зоны

Номер п.п.	Формулы зависимостей геохимических параметров	Стандартное отклонение
I	$P_{Au+Ag} = \text{antln}[0.618 \ln(+P_{ЦБ}) + 0.564]$	0.385
II	$P_{Au+Ag} = \text{antln}[-0.868 \ln(-P'_{ЦБ}) - 0.147]$	0.320
III	$P_{Au+Ag} = \text{antln}[0.592 \ln \lambda_{ЦБ} - 2.840]$	0.172
IV	$P_{Au+Ag} = \text{antln}[0.290 \ln \lambda_{И} + 1.135]$	0.239
V	$+P_{ЦБ} = \text{antln}[-1.340 \ln(-P'_{ЦБ}) - 0.544]$	0.566
VI	$+P_{И} = \text{antln}[-0.393 \ln(-P'_{И}) + 6.270]$	0.509

Аналогичные расчеты проведены для разноуровневых золоторудных объектов (РМ, РП, РУ) Яно–Колымской складчатой системы (Магаданская область), характеризующихся преимущественным развитием проявлений золото–кварцевой формации. Вскрытие структур АГП ранга РУ осуществлялось по данным литохимической съемки по потокам рассеяния, РП и РМ — по вторичным ореолам масштаба 1:50000 и 1:10000 с использованием ореолов $K_{И}$ вида Au As Ag W/Cr V Co Mn.

Как видно из рис. 26, на всех изученных уровнях организации вещества наблюдается устойчивая связь величин $\lambda_{И}$ и q . При этом приведенные на графике некоторые АГП, соответствующие так называемым [44] зонам рассеянной минерализации (Локальная, Усть–Омчугская, Северная), при различной продуктивности золота (q), в том числе и соответствующей промышленным объектам (Усть–Омчуг, Северная), характеризуются относительно низкими значениями показателя $\lambda_{И}$, то есть имеют неупорядоченное строение.

Полученные результаты подтверждают и развивают теоретические воззрения на некоторые важнейшие аспекты формирования месторождений, а именно:

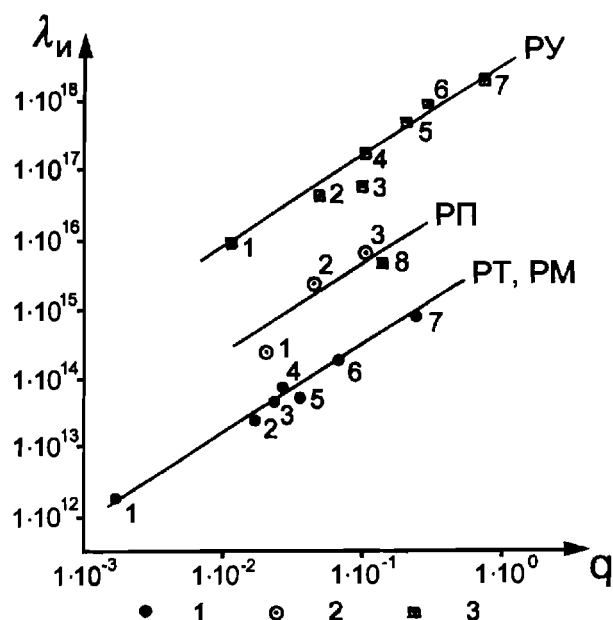


Рис. 26. Зависимость степени упорядоченности структур разноранговых АГП и продуктивности ореолов золота:

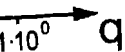
1 — АГП ранга РМ: 1 — Северная (ЗРМ), 2 — Юго–Восточная, 3 — Северо–Западная, 4 — Западная, 5 — Южная, 6 — Юго–Западная, 7 — Центральная; 2 — АГП ранга РП: 1 — Холодинская, 2 — Завитая, 3 — Светлая; 3 — АГП ранга РУ: 1 — Локальная (ЗРМ), 2 — Чалбыга, 3 — Амын, 4 — Шток, 5 — Дусканынская, 6 — Инякан, 7 — Тенгинская, 8 — Усть–Омчуг (ЗРМ).

значи-

отное
ение
35
20
72
39
66
09

ру

Т, РМ


 1 · 10⁰ q
доченности
дуктивности

(ЗРМ), 2 —
дная, 4 —
адная, 7 —
— Холод-
я; 3 — АГП
— Чалбыга,
инская, 6 —
мчуг (ЗРМ).

1. Развитие многоуровневых ГМС характеризуется поэтапным возрастанием интенсивности при одновременном уменьшении экстенсивности (гл. 5) и масштаба (рис. 26) гидротермальных процессов.

2. Зависимость масштаба разноранговых гидротермальных процессов ($\lambda_{и}$, $\lambda_{цб}$) и масштаба рудоконцентрации (q , p) как продукта поэтапной эволюции системы в целом со всей очевидностью свидетельству-

ет, что отдельные этапы развития ГМС взаимосвязаны и взаимообусловлены.

3. Месторождение есть продукт длительного и поэтапного развития ГМС. Его зарождение не ограничивается временным интервалом образования гидротермальных систем локального уровня (РМ, РТ), а происходит значительно раньше, на самых начальных (дорудных) этапах становления многоуровневой ГМС.

ПРОГНОЗ И ОЦЕНКА РЕСУРСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассмотренные выше общие и частные закономерности состава и строения АГП, как следует из табл. 9, 11, характерны для ГМС халькофильной специализации, формирование которых преимущественно связано с кислыми–средними–основными породами нормального и субщелочного ряда (табл. 40). В пределах халькофильной группы по приуроченности к тем или иным типам месторождений можно выделить три класса генетически родственных элементов (класс 1–3). К этой же группе отнесены некоторые литофильные элементы (класс 4), которые со структурных позиций в настоящее время изучены недостаточно. Вместе с тем, отчетливо проявленные центrostремительные свойства этих элементов как спутников главных компонентов РС класса 1–3 (табл. 9), позволяет предположить аналогичное строение АГП, специализированных и на эти элементы.

Вторая группа — это литофильные элементы, образующие максимумы концентрации в щелочных, в меньшей степени в субщелочных породах (табл. 40). Месторождения этих элементов часто связаны с проявлением щелочного метасоматоза. Зональность соответствующих АГП как закономерное соотношение ореолов привноса–выноса в настоящее время изучена недостаточно. В некоторых случаях, в частности, по данным Е.В. Плющева, С.В. Григоряна, для АГП редкометалльной и редкоземельной специализации наблюдаются объемно–зональные структуры, аналогичные ранее рассмотренным (табл. 9).

Обособленное положение занимают сидерофильные элементы (классы 6, 7). С одной стороны, они проявляют центrostремительные свойства в объектах сидерофильной специализации, с другой, чернометалльные элементы (класс 6) являются типичными центробежными элементами ГМС халькофильного профиля. Первые отличаются от вторых по следующим признакам:

- сидерофильные элементы в самостоятельных объектах концентрируются в ядерной зоне АГП и деконцентрируются в зоне обмена. В качестве иллюстрации АГП чернометалльного профиля на рис. 27 приводится геохимическое поле титана зоны Станового разлома на северо–западе Амурской области;
- нередко АГП ранга РР имеют линейно–вытянутую форму, ядерная зона которых приурочена к зонам глубинных долгоживущих разломов;
- уровень содержаний чернометалльных элементов существенно выше в рудных объектах по сравнению с зоной обмена ГМС;
- конечным членом АГС чернометалльной специализации являются АГП ранга РМ и даже РП (рис. 4), которые в экономическом понимании и являются промышленными объектами.

Для всех рассмотренных трех групп элементов предлагается использовать следующий алгоритм интерпретации геохимической информации:

1. Оценка параметров аномального и нормального геохимического поля, выделение моноэлементных ореолов на ландшафтно–геохимической основе, оценка их продуктивности.

2. Геометризация разноранговых АГП, оценка упорядоченности их структур.

3. Оценка прогнозных ресурсов АГП.

4. По совокупности геохимических, минералогических, структурных и других поисковых признаков прогноз рудогенных систем с выделением перспективных участков I и II очереди изучения.

При этом в соответствии с уровнем изученности закономерностей объемно–зонального строения АГП прогноз РС халькофильной специализации осуществляется по совокупности концентрационных (продуктивность, цифры прогнозных ресурсов, уровень содержаний, дисперсия элементов и т.д.) и структурных (упорядоченность

Классы генетически родственных элементов и их структурная позиция в рудогенных системах

Вмещающие горные породы	Геохимическая группа элементов по [34], преимущественно концентрирующиеся элементы	Классы генетически родственных элементов		Главные типы промышленных месторождений	Структурная позиция в РС (ГМС)
		номер класса	элементы		
Кислые—средние плутонические и вулканические, основные вулканические породы нормального и субщелочного ряда	Халькофильные Pb, Zn, Cu, Au, Sn, W, Mo, Ag, Bi, Sb, Hg, As, (Li, Be, Ga)	1	Mo, W, Sn, Bi	Грейзеновый, гидротермальный, скарновый	Типичные центростремительные элементы ГМС
		2	Au, Ag, Pb, Zn, Cu, As	Гидротермальный, стратиформный, колчеданный	//
		3	Sb, Hg	Гидротермальный, стратиформный	//
		4	Li, Be, Ga	Пегматитовый, грейзеновый	Вероятно, центростремительные элементы ГМС
Средние—основные—ультраосновные породы щелочного ряда	Литофильные Nb, Ta, Zr, Th, TR, Sr, P, (Ti, Fe)	5	Nb, Ta, Zr, Th, TR, Sr, P, (Ti, Fe)	Карбонатитовый, метасоматический, пегматитовый, ликвационный	Позиция не установлена [в некоторых случаях центростремительные элементы ГМС (с. 30)]
Ультраосновные плутонические и вулканические, основные плутонические породы нормального ряда	Сидерофильные Fe, Ti, Ni, Co, V, Cr, Mn, гр. Pt, (P, Cu)	6	Fe, Ti, Ni, Co, V, Cr, Mn	Магматический, ликвационный	Типичные центробежные элементы ГМС, центростремительные элементы РС чернометалльной специализации
		7	Pt группа	Магматический, ликвационный	Центростремительные элементы РС платиноидной специализации

Примечание. Главные типы промышленных месторождений приводятся по данным В.И. Смирнова и др. [157], В.И. Синякова [156], А.Г. Бетехтина [9]; выделение групп родственных по происхождению элементов основывается на классификациях элементов А.Е. Ферсмана [83] и металлогенических формаций Л.Н. Овчинникова [124].

структур) поисковых признаков. Для АГП литофильной и сидерофильной специализации прогноз проводится по сокращенному операционному циклу за вычетом п. 3 и формализованном подходе при геометризации продуктивных АГП (только по ореолам привноса).

Методы и способы решения первой задачи разработаны в достаточной степени и не требуют каких-либо комментариев.

Основные принципы геометризации АГП и количественной оценки упорядоченности их структур изложены в предыдущих

главах. Здесь же остановимся на некоторых методических особенностях.

7.1. Методика геометризации аномальных геохимических полей

В зависимости от ранга объекта поисков и масштаба геохимических исследований можно выделить два методических подхода при геометризации зональных, а следовательно, и продуктивных [40, 43, 138, 161, 168, 173 и др.] АГП халькофиль-

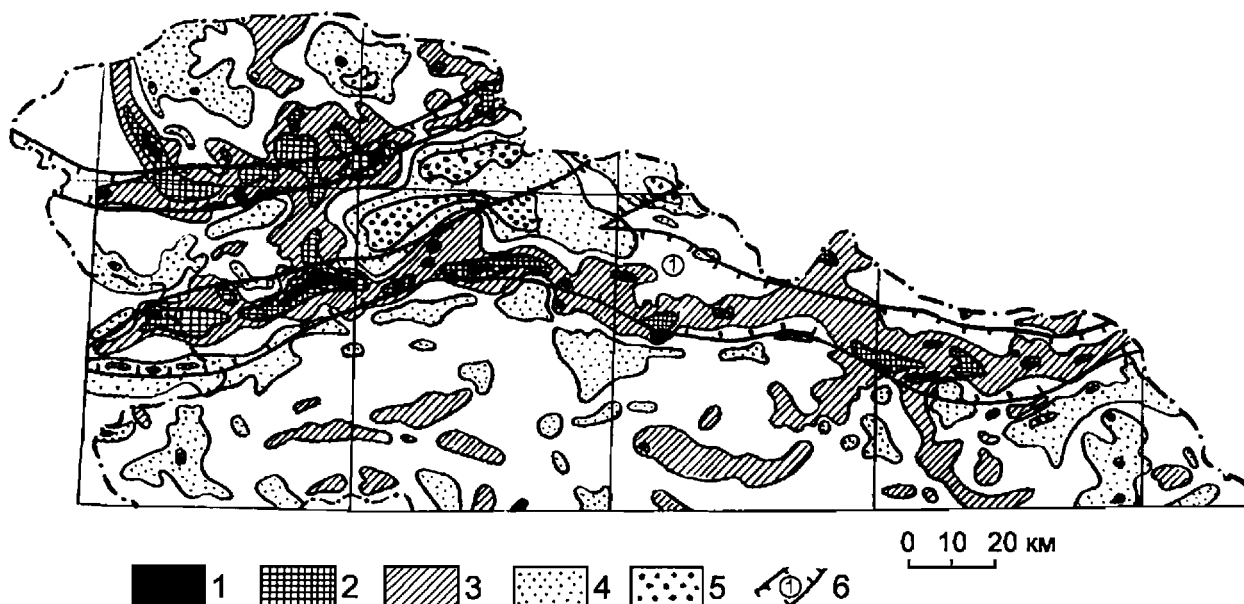


Рис. 27. Геохимическое поле титана зоны Станового разлома: 1–3 — положительные ореолы; 4–5 — отрицательные ореолы; 6 — зоны глубинных разломов (в том числе: 1 — Станового разлома).

ной специализации. В основу первого из них положен принцип аналогии, когда прогнозные построения осуществляются с использованием имеющихся геохимических характеристик эталонного объекта. Как правило, такой подход применяется на уровнях РП, РМ при производстве средне-крупномасштабных геохимических работ. В этом случае инструментом выделения зональных АГП являются аномалии $K_{ЦБ}$ и $K_{и}$, укомплектованные центробежными и центростремительными элементами эталонного объекта.

Второй подход рационален при производстве региональных геохимических работ на значительных по площади территориях, характеризующихся пестрым спектром известных и прогнозируемых рудных объектов. В этом случае при выделении зональных АГП халькофильного профиля (рангов РР, РУ) следует ориентироваться на универсальные геохимические закономерности ГМС, проявляющиеся в постоянстве состава центробежной группы элементов. По результатам апробации различных вариантов $K_{ЦБ}$ в районах Дальнего Востока наилучшим образом зарекомендовали себя ореолы вида $CrMnVNiCo$.

В выделенных таким образом зональных АГП старших рангов геометризация младших членов системы (РП, РМ) осуществляется с использованием ореолов $K_{ЦС}$ и $K_{и}$. При этом выбор коэффициентов производится с учетом металлогенической спе-

циализации изучаемых площадей и генетического сродства химических элементов. В частном случае при наличии только геохимических данных о формационной принадлежности прогнозируемых источников аномальных потоков рассеяния $K_{ЦС}$ и числитель $K_{и}$ могут быть укомплектованы по выделенным классам генетически родственных элементов (табл. 40). При этом следует иметь в виду, что существующая плотность опробования при мелкомасштабных геохимических работах позволяет локализовать лишь ядерные зоны АГП младших рангов (табл. 13).

Такое выделение АГП рангов РП, РМ может производиться на основе представлений Н.И. Сафронова [152] об энтропийности эндогенного рудообразования, следствием которой является последовательное концентрирование рудного вещества в процессе поэтапной эволюции многоуровневых РС. В соответствии с этими представлениями существуют функциональные связи между концентрациями элементов и размерами участков недр. Другими словами, каждому уровню организации вещества соответствует определенный интервал содержаний концентрирующегося элемента. Механизм поэтапной концентрации подтверждается эмпирическими данными А.Б. Каждана с соавторами [61], которыми установлены минимальные содержания металлов для АГП различных иерархических уровней (рис. 28). Эти данные могут

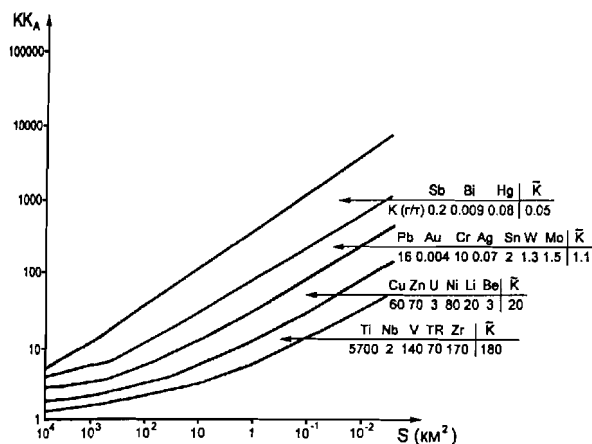


Рис. 28. Номограмма минимальных содержаний элементов в АГП различных иерархических уровней [61]. Таксация АГП по площадным параметрам проведена в соответствии с принятой нами классификацией РС.

использоваться для ориентировочного выделения градаций изолиний ореолов рудных элементов, последовательно локализующих геохимическое поле от старших к младшим членам АГС.

Однако более корректно выделение разноуровневых ореолов может осуществляться на основе изучения распределения содержаний или условных продуктивностей по их интервалам. В этом случае для построения гистограмм распределения содержаний или коэффициентов используются данные опробования известных рудных объектов. В качестве примера на рис. 29, а, б представлены такие гистограммы, по-

строенные по результатам литохимической съемки по потокам рассеяния трех золоторудных (рис. 29, а) и одного редкоземельного (рис. 29, б) рудных узлов. Как видно из рисунка, гистограммы мультипликативных коэффициентов имеют полимодальный облик, отражая многоэтапность рудогенеза и соответственно многоуровневость АГП. Очевидно, что минимумы значений условной продуктивности ($\Delta P_i = \bar{K}_{цс} \times n \times S$, где $\bar{K}_{цс}$ — среднеинтервальное значение коэффициента, n — количество проб на интервале, S — площадь ячейки опробования) являются граничными значениями $\bar{K}_{цс}$ между АГП соседних рангов. Использование этих значений позволяет уверенно оконтурить разноранговые АГП до РМ включительно (гл. 8).

Масштаб геохимических работ, ранг вскрываемых АГП определяют не только методические аспекты прогноза, но и технологию оконтуривания элементов структуры зональных АГП.

При локализации зональных АГП рангов РР, РУ по потокам рассеяния рационально использовать аномалии $K_{цс}$ и K_i , выделенные по способу Г.И. Хорина и др. [193] в изолиниях. При этом дополнительных операций по усреднению данных не производится, так как это приводит лишь к потере информации о зональном строении АГП. Традиционным способом без осреднения осуществляется геометризация АГП ранга

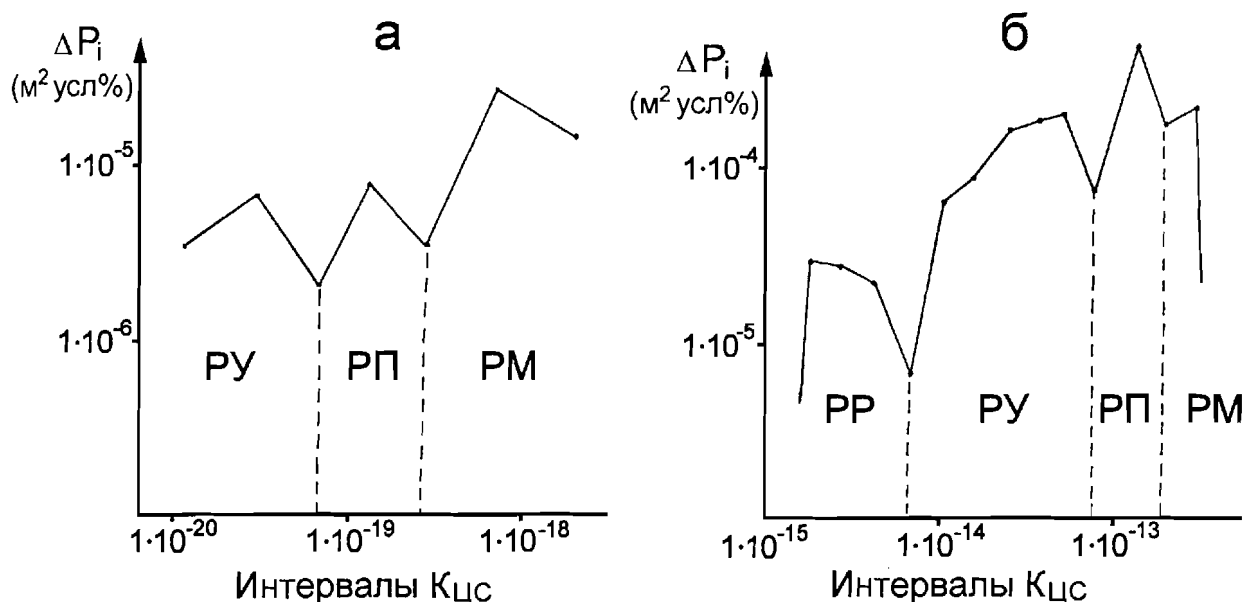


Рис. 29. Кривые условных ресурсов $K_{цс}$ (Чубачинский РР): а — AuAgPbZnMo (Бамский, Апсаканский, Тогунасский РУ), б — YCeLaYb (Иликанский РУ).

РТ по первичным и вторичным ореолам. При выделении АГП рангов РП, РМ по вторичным ореолам рассеяния нередко наблюдается нарушение сплошности элементов структуры АГП. В особенности это типично для зоны обмена, как правило, характеризующейся полосчатым чередованием положительных ореолов $K_{цб}$ и субфоновых областей. Одной из вероятных причин такого строения ореолов является влияние разнообразных природных факторов и технологии опробования на содержания элементов в рыхлом элювио-делювии (горизонт опробования, наличие органических остатков в пробе, формы микро-рельефа и т.д.). В этом случае уверенное выделение элементов структур АГП рационально осуществлять с предварительным осреднением (среднегеометрическое) первичных данных с ячейками 0.5×0.5 км (РП), 0.25×0.25 , 0.1×0.1 км (РМ).

7.2. Оценка прогнозных ресурсов АГП

Наиболее широко в практике геохимических поисков используются модели формирования вторичного ореола и потока рассеяния, предложенные А.П. Солововым [177]. Согласно этим моделям оценка прогнозных ресурсов осуществляется по следующей формуле:

$$Q = \alpha \frac{1}{k \times k'} P \times H \times d \times 10^{-2}, \quad (7)$$

где α — коэффициент балансовых (забалансовых) руд; k и k' — коэффициенты остаточной продуктивности вторичный ореол-первичный ореол, поток-вторичный ореол; P — продуктивность аномалии; H — прогнозируемая глубина распространения оруденения; $d = 2.5$ г/м² — средневзвешенный объемный вес околорудных метасоматически измененных пород, а умножение на 10^{-2} отвечает переходу от процентов к тоннам металла.

Как видно из формулы, оценка прогнозных ресурсов определяется параметрами α , k , k' , H , а также зависит от результатов определения уровня эрозионного среза и формационной принадлежности оруденения. На стадии детальных поисков при прогнозе и оценке ресурсов важное значение имеет достоверность определения условий залегания рудных залежей с нечеткими размазанными контурами либо слепого за-

легания по их надрудным зонам. Рассмотрим последовательно основные принципы выбора и оценки этих параметров и характеристик.

7.2.1. Оценка доли балансовых руд

Значения этого показателя обусловлены многими факторами, главным из которых является иерархический уровень оцениваемого объекта. Рангом РС определяется и методика определения коэффициента α .

При изучении АГП ранга РТ оценка балансовых руд производится по данным горнобуровых работ из следующего соотношения [179]:

$$\alpha = M_{\text{кон}} / M_{\text{общ}} \text{ или } P_{\text{кон}} / P_{\text{общ}}, \quad (8)$$

где $M_{\text{кон}}$ ($P_{\text{кон}}$) и $M_{\text{общ}}$ ($P_{\text{общ}}$) — количество металла в кондиционных рудах и общее количество металла, в том числе в первичном ореоле.

На этом уровне организации вещества величина α в основном определяется масштабом и геолого-генетическим типом месторождения. В частности, А.П. Солововым установлена прямопропорциональная зависимость значений этого коэффициента и масштаба оруденения. На этой основе при оценке ресурсов слабоизученных площадей им рекомендуется применять значения α для крупных по запасам месторождений — 0.9, средних — 0.7, мелких — 0.5 [60]. В отличие от этого автора С.В. Григорян [47] считает главным фактором, определяющим величину α , геолого-промышленный тип месторождения (табл. 41).

Нетрудно заметить, что применение предлагаемых этими авторами значений α приводит к весьма различным результатам. Так, значения этого коэффициента и соответственно цифры прогнозных ресурсов для прогнозируемых крупных месторождений свинца жильного полиметаллического типа будут по А.П. Соловову ($\alpha = 0.9$) в 4.5 раза выше, чем по С.В. Григоряну ($\alpha = 0.2$). Отсюда следует, что корректный выбор этого коэффициента при оценке слабоизученных площадей возможен лишь при учете совокупности факторов, определяющих его значения. Такой подход может быть реализован на основе изучения влияния масштаба оруденения на величину α

Величина α для различных типов месторождений (данные С.В. Григоряна [47])

Тип месторождения	Полезный компонент	α
Скарново-шеелитовый	W	0.5
Скарново-полиметаллический	Pb	0.3
Колчеданно-полиметаллический	Zn	0.3
Медно-молибденовый	Cu	0.8
	Mo	0.6
Жильный полиметаллический	Pb	0.2
Жильный кварц-золоторудный	Au	0.3
Жильный золото-серебряный	Au	0.3
Уран-полиметаллический	U	0.4

для каждого конкретного типа месторождений. В качестве примера рассмотрим результаты определения α для жильных золоторудных объектов Дальнего Востока.

На изученных объектах по серии поверхностных горных выработок выявлены значительные колебания величины α (от 0.18 до 0.96) при среднем значении — 0.44. В качестве меры масштаба богатства рудной минерализации использовалась линейная нормированная продуктивность первичных ореолов золота (M_H). В результате сравнения параллельных определений величин α и M_H установлено, что они связаны между собой логарифмической зависимостью (рис. 30).

Очевидно, что степень концентрированности золота, масштаб оруденения в коренных породах определяют уровень содержания в соответствующих вторичных

ореолах рассеяния. В таком случае можно предположить, что коэффициент балансовых руд и среднее содержание золота во вторичном ореоле находятся в функциональной зависимости. Для подтверждения этого предположения рассчитывалось среднее содержание золота в ореоле, оконтуренном изолинией 0.1 г/т, так как именно на этом уровне наиболее четко локализуются аномальные участки, соответствующие отдельным рудным телам или рудным зонам месторождения. При этом учитывалось, что геолого-ландшафтные условия локализации вторичного ореола (крутизна склонов, состав субстрата и т.п.) определяют значения коэффициента соответствия вторичный-первичный ореол (разд. 7.2.2), а следовательно, влияют на содержание золота во вторичном ореоле. С учетом различных геолого-ландшафтных обстановок в отдельных частях вторичного ореола расчет среднего содержания золота ($\bar{C}$) возможен по следующей формуле:

$$\bar{C} = \frac{1}{N} \left[\sum_{j=1}^m \left(\sum_{i=1}^n C_i / k_i \right) \right]_j, \quad (9)$$

где C_i — содержание золота в конкретной геолого-ландшафтной обстановке; k_i — коэффициент соответствия вторичный ореол-первичный ореол; n — количество аномальных проб; m — количество геолого-ландшафтных обстановок; N — общее количество аномальных проб в ореоле.

Рассчитанные таким образом средние содержания золота во вторичных ореолах сравнивались с результатами определений α по данным горнобуровых работ. Удовлетворительная аппроксимация точек прямой линией на графике (рис. 31) подтверждают предположение о наличии функциональной

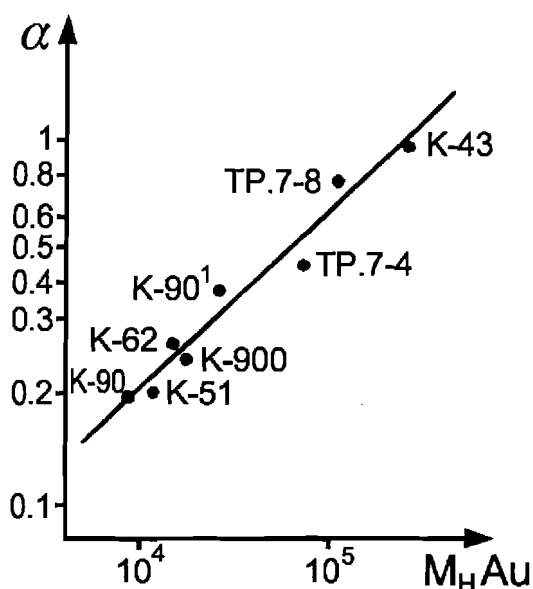


Рис. 30. Зависимость значений коэффициента балансовых руд от нормированной линейной продуктивности первичных ореолов золота $M_H = (C/C_\Phi)$.

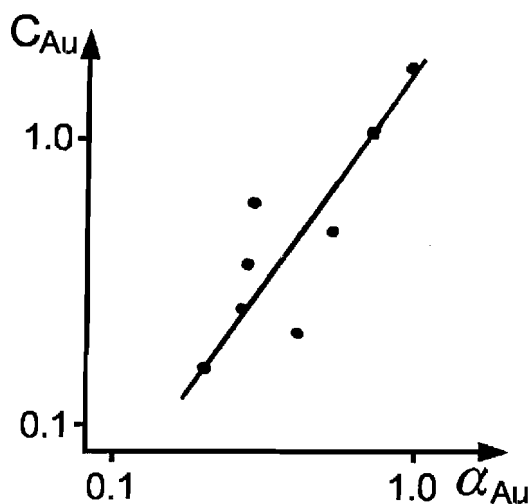


Рис. 31. Зависимость значений коэффициента балансовых руд от среднего содержания золота во вторичных ореолах рассеяния.

связи между этими величинами. Установленная закономерность позволяет производить корректный выбор значений α при прогнозе золоторудных объектов жильного типа на начальных стадиях геохимических поисков. Положительные результаты апробации предлагаемой методики оценки α позволяют рассчитывать на выявление аналогичных закономерностей при изучении других типов месторождений.

Практическое применение вышеизложенных результатов определения α ограничивается уровнем РС ранга РТ. При переходе к более крупным металлогеническим единицам оценка этого коэффициента по традиционной методике вызывает значительные затруднения, так как плотность сети горнобуровых работ даже в пределах хорошо изученных РМ, РП, РУ, РР не позволяет учесть все нередко многочисленные проявления рудной минерализации непромышленного масштаба.

В связи со сложностями методического характера данные о значениях α для объектов крупных рангов весьма ограничены. На глобальном уровне (континенты — РУ) определение доли промышленных руд осуществлено В.В. Ивановым и Р.Р. Панфиловым [57] путем сравнения априорных оценок промышленных запасов и геохимических ресурсов (рис. 31). Для более локальных РС такая оценка проведена Г.И. Хориным и автором [194] на основе данных о разведанных запасах, протяженности известного оруденения на глубину и геохимических ресурсов, выявленных при литохимических поисках по вторичным

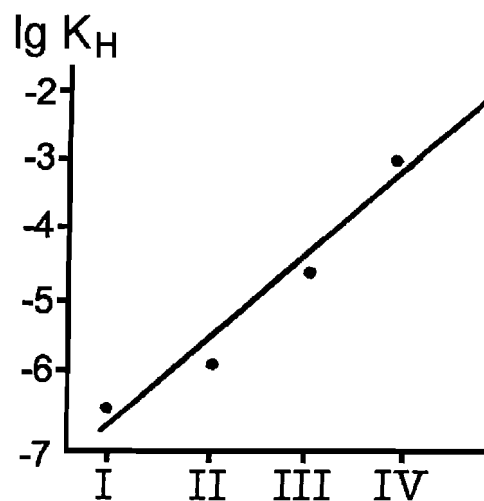


Рис. 32. Зависимость коэффициента накопления K_H рудного элемента от порядка металлогенических подразделений (данные В.В. Иванова, Р.В. Панфилова [57]):

I — мировая суша, континенты; II — провинция; III — рудоносные блоки в пределах провинции; IV — отдельные плутоны. K_H — отношение промышленных запасов и геохимических ресурсов.

ореолам и потокам рассеяния, по следующей формуле:

$$\alpha = \frac{k \times k' \times Q}{P \times H \times d \times 10^{-2}} \quad (10)$$

Результаты такой оценки объектов золоторудной специализации Дальнего Востока с учетом принятой нами классификации металлогенических таксонов по площадным параметрам (табл. 4) приведены в табл. 42.

Подобные определения доли балансовых руд производятся на основе детального анализа кондиционных количеств металла в рамках хорошо разведанных металлогенических единиц. Выбор таких объектов изучения — вещь довольно сложная и кропотливая. Установленные средние значения α для золоторудных объектов представляют собой продукт многолетних исследований автора на Дальнем Востоке. К сожалению, статистически устойчивый исходный материал по рудным объектам других специализаций в настоящее время отсутствует. Конкретизация намеченной тенденции падения доли балансовых руд при переходе к более крупным металлогеническим таксонам для объектов других типов еще требует дальнейшего разрешения.

Вместе с тем, имеются реальные возможности ориентировочной оценки доли

Средние значения коэффициента балансовых руд золоторудных систем рангов РТ, РМ, РП

Ранг системы	Количество объектов	Среднегеометрическая площадь, км ²	Среднегеометрическое значение α
РТ	12	0.25	0.52
РМ	40	3.0	0.21
РП	12	25.3	0.14

балансовых руд РС различных рангов и специализации на основе ранее рассмотренной теории поэтапного концентрирования рудного вещества (разд. 7.1). Вернемся к графику А.Б. Каждана и др. [61], представленному на рис. 28. Авторами выделяются четыре группы элементов, характеризующиеся различными средними содержаниями ($\overline{KK}_A$) на каждом конкретном уровне организации вещества. Для каждой такой группы нами рассчитаны среднегеометрические значения кларка содержаний в земной коре ($\tilde{K}$), которые приводятся в правой части рисунка. Нетрудно заметить, что на каждом конкретном уровне величины $\tilde{K}$ и $\overline{KK}_A$ имеют обратную связь. Путем несложных расчетов эта закономерность $\tilde{K}-\overline{KK}_A$ трансформирована в график зависимости (рис. 33). С использованием этого графика для трех реперных элементов (Au, Pb, Ti), резко различающихся кларками содержаний в земной коре, выделены интервалы аномальных содержаний (KK) для каждого ранга РС. В качестве примера такие интервалы приведены на

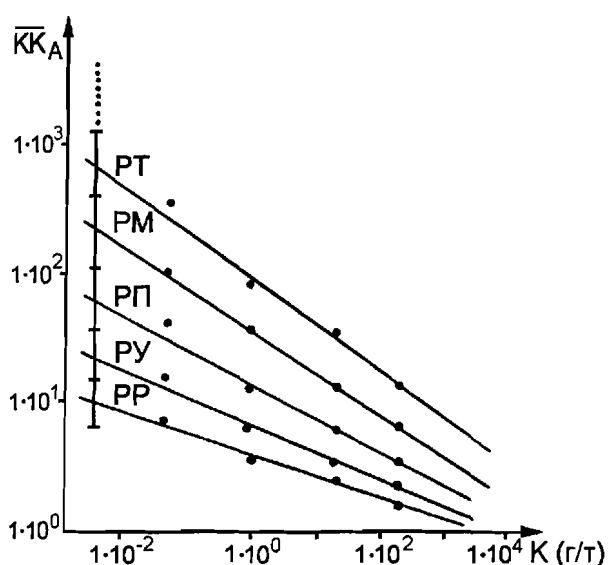


Рис. 33. Зависимость кларка содержаний элементов в земной коре и минимальных содержаний в АГП.

рис. 33 для золота ($K=0.004$ г/т). Далее проводилась оценка количества условного металла для каждого уровня организации вещества по следующей формуле:

$$\Delta P_i = (KK_{\max} - KK_{\min}) \times S, \quad (11)$$

где ΔP_i — доля условных ресурсов по рангам РС; $KK_{\max}$ и $KK_{\min}$ — максимальный и минимальный кларк концентрации элемента на конкретном уровне организации вещества; S — средняя площадь (км²) металлогенической единицы.

Оценка доли балансовых руд осуществлялась по следующей формуле:

$$\bar{\alpha}_i = \Delta P_{RT} / \left(\sum_{i=1}^n \Delta P_i \right), \quad (12)$$

где $\bar{\alpha}_i$ — усредненная доля балансовых руд РС i -того ранга; ΔP_{RT} — доля ресурсов, сосредоточенных в рудном теле; в знаменателе — сумма ресурсов РС до i -того ранга включительно.

В качестве примера в табл. 43 представлены результаты определения α_i для РС золоторудной специализации.

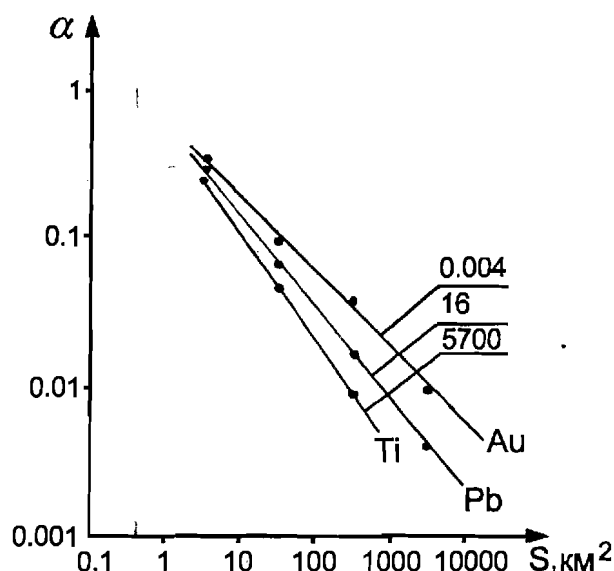


Рис. 34. Зависимость доли балансовых руд от площади АГП и кларка содержаний элемента.

Доля балансовых руд золоторудных систем различных иерархических уровней

Ранг РС	S (км ²)	KK _{min} –KK _{max}	ΔP _i	α _i
РР	3000	6–15	27000	0.0098
РУ	300	15–35	6000	0.038
РП	30	35–120	2550	0.10
РМ	3	120–350	690	0.34
РТ	0.3	350–1200	255	1
РТп	0.03	1200–3500	69	1
Участки РТ	0.003	3500–12000	25	
Рудные столбы	0.0003	12000–35000	8	
Рудные гнезда	0.00003	35000–120000	3	

Удовлетворительная сходимость данных табл. 43 и результатов прямых расчетов коэффициента α в реальных РС (табл. 42) в определенной степени подтверждает правомочность предлагаемого способа определения α (рис. 34). Практическая реализация установленной зависимости может осуществляться для широкого круга элементов. При этом для элементов, имеющих промежуточное значение K по отношению к реперным элементам, при оценке α проводится простейшая интерполяция.

7.2.2. Оценка значений коэффициентов остаточной продуктивности

Несмотря на то что поиски по гипергенным ореолам внедрены в практику многие десятилетия назад, сведения о численных значениях коэффициентов k и k' в различных провинциях страны неполные, противоречивые и недостаточные. Это связано с тем, что их значения являются функцией весьма многочисленных факторов (ландшафтные условия, вмещающая среда, физико-химические характеристики рудных тел, технология пробоподготовки и т.д.), учет каждого из которых в отдельности — задача крайне сложная. В этой связи изучение степени влияния этих факторов представляет одну из первоочередных задач поисковой геохимии. В Дальневосточном регионе России работы в этом направлении проводили В.И. Морозов, В.М. Питулько, А.А. Матвеев, В.В. Домчак и многие другие [109, 136 и др.].

В настоящее время наиболее детально изучены закономерности изменения значений k (вторичный ореол–первичный ореол), в зависимости от ландшафтной обстановки. Как правило, при этом ограничиваются

выделением трех типов элементарных ландшафтов: водоразделов и пологих при-водораздельных склонов (менее 10°), склонов средней крутизны (10–25°), крутых склонов (более 25°). В целом установлено увеличение значений этого коэффициента для многих элементов с возрастанием расчлененности рельефа (табл. 44).

Эту закономерность можно объяснить особенностями процессов выветривания в различных ландшафтных обстановках. С увеличением расчлененности рельефа возрастает интенсивность денудации при естественном замедлении дезинтеграции элювио–делювиального материала. Следствием этого является относительное обеднение песчано–глинистой фракцией элювио–делювия крутых склонов по сравнению с пологими формами рельефа. При этом на крутых склонах разрушению подвергаются лишь наименее устойчивые при выветривании минералы, которыми для многих типов месторождений являются сульфиды рудных тел. В результате происходит относительное обогащение сульфидами и соответственно рудными элементами мелкозема, который при существующей технологии поисков по вторичным ореолам и подвергается опробованию.

Относительно слабой устойчивостью в зоне гипергенеза сульфидных минералов можно объяснить повышенные значения k для сульфидных руд по сравнению с мало- и убогосульфидными. Эта закономерность отчетливо просматривается в табл. 44: значения k по всем элементам для золото–серебряной, преимущественно малосульфидной формации заметно ниже, чем для более сульфидных проявлений серебра и олова.

Наиболее детально закономерности изменения значений k в зависимости от

Коэффициент остаточной продуктивности k для различных элементов в зависимости от типа оруденения и крутизны склонов (данные Г.И. Хорина [192])

Элемент	Золото–серебряные			Серебро–полиметаллические, олово–серебряные, оловорудные		
	крутые склоны	склоны средней крутизны	пологие склоны	крутые склоны	склоны средней крутизны	пологие склоны
Ag	0.9/2.0	0.6/2.0	0.07/2.1	3.0/1.9	1.5/1.9	0.6/2.2
Pb	3.0/1.7	1.7/1.8	0.7/1.8	3.5/1.8	2.0/1.7	1.3/1.9
Zn	1.1/1.8	0.8/1.8	0.4/2.1	1.5/2.1	0.9/2.0	0.5/2.1
Sn	3.1/2.1	1.8/2.2	1.3/2.1	4.2/2.1	2.1/2.1	1.5/2.1
As	2.2/1.7	1.6/1.7	1.0/1.8	3.3/1.7	1.9/1.7	1.2/1.7
Bi	2.1/1.7	1.8/1.4	1.1/1.8	3.1/1.7	1.9/1.7	1.2/1.8
W	1.7/1.3	1.5/1.4	0.9/1.6	2.9/1.6	1.8/1.4	1.1/1.7
Mn	2.4/1.6	1.1/1.6	0.9/1.8	3.2/1.7	1.7/1.6	1.0/1.7
Cu	1.2/1.8	1.0/1.9	0.8/1.8	1.4/1.7	1.1/1.8	0.9/1.8
Mo	1.4/1.8	0.9/1.8	0.6/1.9	1.6/1.2	0.9/1.4	0.8/1.4

Примечание. Перед чертой — k , за чертой — $\epsilon^{\pm 1}$.

ландшафтов и сульфидности руд прослежены для золоторудных проявлений Дальнего Востока (рис. 35). Для построения этого графика использовались данные по 11 проявлениям золото–серебряной формации (Au–Ag), 12 — золото–кварцевой (Au–Q) и 14 — золото–сульфидной, золото–кварц–сульфидной, золото–полиметаллической формации (Au–S). В качестве меры сульфидности руд применялся так называемый коэффициент сульфидности (SS), равный сумме содержаний в штучных и бороздовых пробах сульфидообразующих

элементов (Pb, Zn, Cu, As, Sb, Bi, Co). Установленная закономерность позволяет при наличии сведений о геолого–генетическом типе прогнозируемого оруденения или данных опробования рудоносных образований производить корректный выбор значений k в процессе оценки ресурсов аномалий.

Еще в меньшей степени изучено влияние разнообразных факторов на значения коэффициента остаточной продуктивности поток–вторичный ореол (k'). В этой связи, в особенности для слабоизученных площадей, используются среднестатистические значения этого коэффициента. Такие данные для горно–таежных ландшафтов в зоне развития вечной мерзлоты по Дальневосточному региону приведены в табл. 45.

Данные табл. 45 дифференцированы по особенностям технологии пробоподготовки: стандартная методика выделения фракции менее 1 мм ситовой в воздушной среде с последующей сухой отдувкой органической составляющей и мокрая сепарация в водной среде. В первом случае из пробы удаляется исключительно органическое вещество, во втором — вместе с ним и тонкая фракция аллювия. По данным изучения распределения содержаний элементов в различных фракциях аллювиальных отложений установлено обогащение именно тонкой фракции (<0.1 мм) большинством рудных элементов [196]. По этой причине наблюдаемое обеднение элементами литохимических проб (k'_o/k'_m), подвергнутых мокрой сепарации (табл. 45), вполне закономерно. Негативные следст-

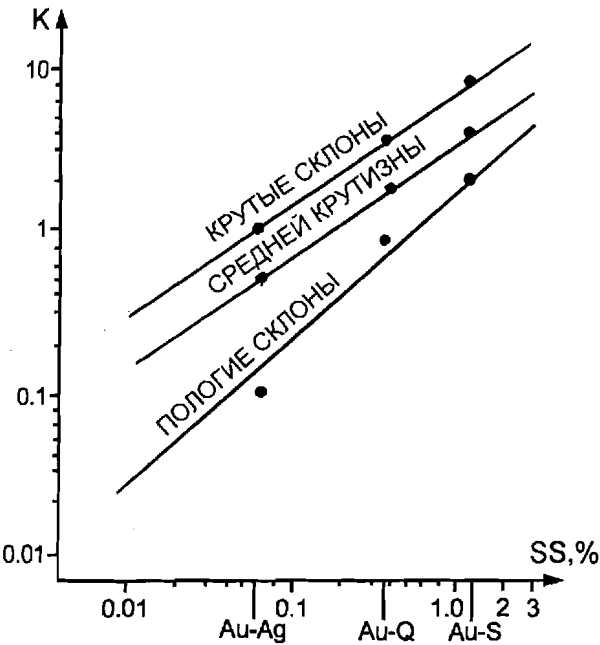


Рис. 35. Зависимость коэффициента остаточной продуктивности K от ландшафтных условий и формационной принадлежности (сульфидности) золотого оруденения.

Таблица 45

Средние значения коэффициента остаточной продуктивности k' в горно-таежных ландшафтах Дальнего Востока в зависимости от технологии пробоподготовки

Элемент		As	Pb	Mn	Ti	Ag	W	Zn	Mo
Метод пробоподготовки	Мокрая ситовка, k'_M	—	$\frac{0.57/1.1}{4}$	—	$\frac{1.7/1.5}{2}$	$\frac{0.54/1.5}{3}$	$\frac{1.48/1.5}{5}$	$\frac{0.68/1.3}{3}$	$\frac{1.3/1.8}{2}$
	Стандартный k'_O	$\frac{1.19/1.2}{45}$	$\frac{1.07/1.2}{61}$	$\frac{1.09/1.5}{?}$	—	$\frac{0.82/1.2}{64}$	$\frac{1.14/1.4}{24}$	$\frac{1.43/1.3}{14}$	$\frac{5}{?}$
k'_O/k'_M		—	1.9	—	—	1.5	0.8	—	2.1

Окончание таблицы 45

P	Au	Bi	Li	Cu	Zr	Be	La	Y	Yb	Sn
—	$\frac{1.05/1.7}{4}$	—	$\frac{1.8}{1}$	$\frac{0.62/1.4}{5}$	$\frac{0.69}{1}$	$\frac{0.46}{1}$	$\frac{3.7}{1}$	$\frac{1.2}{1}$	$\frac{1.22}{1}$	—
$\frac{1.78/1.3}{37}$	$\frac{2.07/2.1}{32}$	$\frac{1.32/1.4}{28}$	—	$\frac{0.98/1.1}{19}$	—	—	$\frac{5.0}{?}$	$\frac{2.0}{?}$	—	$\frac{1.92/1.9}{48}$
3.8	2.0	1.0	—	1.6	—	—	1.4	1.7	—	—

Примечание. Данные по мокрой ситовке обобщены автором, по стандартному методу пробоподготовки использованы данные Г.И. Хорина, А.Д. Ананченко, В.П. Бородина, В.А. Кононова, А.А. Матвеева, А.П. Полевого; в числителе перед чертой k' , за чертой $\epsilon^{\pm 1}$, в знаменателе — количество определений.

вия такого обеднения наиболее контрастно проявляются для элементов, порог чувствительности анализа которых выше их фоновых содержаний. Из приведенных в табл. 45 элементов — это золото (0.003–0.004 г/т), в меньшей степени серебро (0.06–0.1 г/т). Допуская, что такое разубоживание проб золотом происходит в равной степени на всех уровнях аномальных содержаний, фактически при $k'_O/k'_M=2.0$ порог чувствительности анализа повысится до 0.006–0.008 г/т, то есть составит, например, в глинистых сланцах ($K=0.001$ г/т) 6–8 кларков концентраций. Следствием этого является увеличение вероятности пропуска убогосульфидных золоторудных месторождений, в частности, многих типов золото-серебряной формации, характеризующихся относительно слабоконтрастными аномальными потоками золота и пониженными относительно единицы значениями коэффициента k (рис. 38).

Другим негативным следствием применения мокрой сепарации является высокая дисперсия значений величины k' практически для всех элементов (табл. 45). Так, например, по данным В.В. Домчака (1978) на месторождении Бамское (Сев. Приамурье) в сходных ландшафтных и геологических условиях значения k' для пяти водотоков I порядка отличаются более чем на порядок (7.2; 3.2; 0.3; 1.6; 0.8). Такая высокая дисперсия, вероятно, обусловлена нестан-

дартностью условий процесса мокрой сепарации в связи с нестабильностью гидродинамического режима потока (водной среды), в котором производится отмучивание и просев литохимической пробы. Следствием такой нестабильности является различный уровень потерь наиболее представительной тонкой фракции аллювия. В этом случае при использовании мокрой сепарации не следует ориентироваться на единичные определения значений k' , более корректно применять среднестатистические данные табл. 45. Тогда как при стандартной методике пробоподготовки следует отдавать предпочтение местным определениям k' и только при их отсутствии — среднестатистическим данным.

7.2.3. Оценка уровня эрозионного среза

Уровень эрозионного среза (Z) является важнейшей характеристикой, во многом определяющей промышленную значимость прогнозируемого оруденения и перспективы разноранговых РС в целом. Следует выделять оценку уровня эрозионного среза собственно рудных тел (рудных зон) и РС старших рангов (РМ, РП, РУ). Методика оценки эрозионного среза РТ имеет определенные специфические черты в зависимости от вида геохимических работ. Рассмотрим на конкретных примерах принципы и методические подходы определения этого параметра.

Mo
1.3/1.8
2
5
?
2.1

Sn
—
92/1.9
48
—

оподго-
нонова,
количе-

ой се-
гидро-
юдной
учива-
тробы.
вляет-
более
аллю-
вании
нтиро-
значе-
едне-
да как
готов-
мест-
их от-
чным.

за

яется
номом
мость
текти-
едует
среза
и РС
одика
опре-
виси-
Рас-
инци-
ления

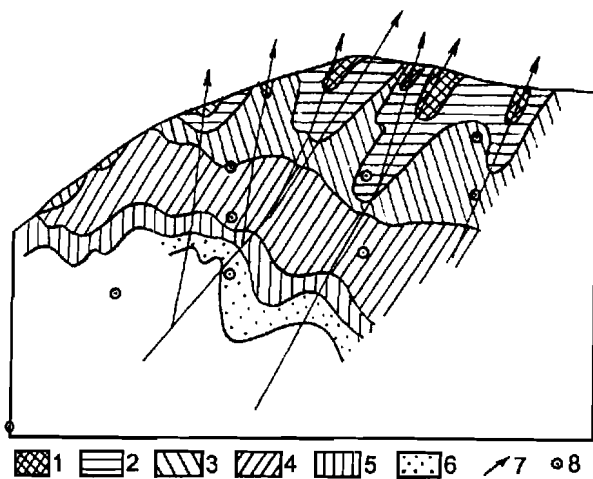


Рис. 36. Изолинии коэффициента зональности $AgSb^2PbCu/WMoBiCoNi$ в плоскости рудного тела 1:

1-6 — поле значений K_3 : 1 — более 1×10^8 , 2 — $1 \times 10^6 - 1 \times 10^8$, 3 — $1 \times 10^6 - 1 \times 10^4$, 4 — $1 \times 10^2 - 1 \times 10^4$, 5 — $1 \times 10^0 - 1 \times 10^2$, 6 — менее 1×10^0 ; 7 — направление рудных струй; 8 — скважины.

Оценка уровня эрозионного среза РТ по первичным ореолам. В настоящее время методика определения уровня среза по первичным ореолам наиболее детально разработана и широко апробирована в практике геохимических поисков. Она основывается на установленной С.В. Григоряном и Л.Н. Овчинниковым универсальной зональности геохимических ореолов [126]. Методика оценки среза сводится к предварительному установлению на эталонном объекте геохимической зональности рудных тел с последующим выделением монотонно и контрастно изменяющихся на глубину коэффициентов зональности K_3 . Далее строятся графики зависимости K_3-Z , которые используются для определения степени эрозии контрольного объекта. При такой методике допускается, что адекватные сечения генетически родственных образований имеют близкие значения K_3 . Действительно, для многих типов месторождений полезных ископаемых этот факт имеет место. Рассмотрим более сложный случай, когда подобная закономерность нарушается. Такие отклонения типичны для месторождений низкокларковых элементов (золото, серебро, олово и др.), которые, как правило, характеризуются крайне неравномерным распределением полезного компонента в конкретных рудных телах [44, 153 и др.].

В качестве примера на рис. 36 представлено распределение значений K_3 вида

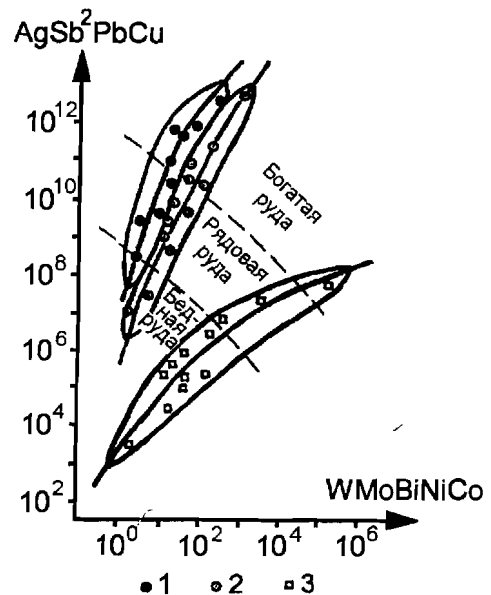
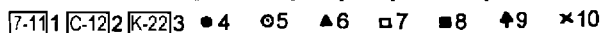


Рис. 37. График зависимости произведений M_n ореолов верхнерудных-надрудных и нижнерудных-подрудных элементов на различных горизонтах оруденения:

1-2 — точки наблюдений по траншеям на верхнерудных горизонтах; 3 — точки наблюдений по скважинам на средних горизонтах оруденения.

$AgSb^2PbCu/WMoBiCoNi$ в плоскости рудного тела одного из месторождений золото-кварцевой формации. Как видно из рисунка, наблюдается сложный узор изолиний этого коэффициента, а следовательно, конкретные горизонты оруденения характеризуются различными значениями K_3 . В таком случае надежная оценка уровня среза рудных тел по единичным сечениям с использованием традиционных графиков зависимости K_3-Z не представляется возможной.

Для того чтобы объяснить подобное поведение K_3 , рассмотрим отдельно изменение значений комплекса надрудных (числитель K_3) и подрудных элементов (знаменатель K_3) в зависимости от масштаба рудной минерализации на различных горизонтах рудных тел. Для этого были сформированы выборки с использованием густой сети параллельных профилей по траншеям (146 пересечений), расположенных вкрест простиранию рудных тел, а также ряда буровых пересечений (12 скважин). Как видно из рис. 37, на верхнерудных горизонтах при относительно высоком уровне содержаний элементов числителя и низком знаменателе от бедных руд к богатым резко возрастает величина произведения содержаний надрудных элементов (от 1×10^7 до



1-3 — номера горных выработок: 1 — траншей и профилей, 2 — скважин, 3 — канав; 4-10 — точки наблюдений на конкретных уровнях среза: 4 — рудного тела 5, 5 — рудного тела 3, 6 — восточного фланга рудного тела 1, 7 — центральной части рудного тела 1, 8 — западного фланга рудного тела 1, 9 — глубоких горизонтов рудного тела 1, 10 — рудного тела 6.

90

Установленная зависимость отчетливо проявлена на графике изменения K_3 от M_H (рис. 38), так как значения последнего параметра отражают уровень концентрированности рудной минерализации. С использованием этого графика рассчитаны значения уровня среза Z ореольных сечений рудных тел. Их изолинии в плоскости тел в целом субперпендикулярны к направлениям рудных струй. Таким образом, установленная зависимость позволяет исключить негативное влияние неравномерного распределения полезных компонентов в рудных телах на оценку их степени эрозии. В таком случае корректная оценка уровня эрозионного среза возможна уже на начальных стадиях поисковых работ с использованием единичных пересечений оруденения поверхностными горными выработками.

Оценка уровня эрозионного среза РТ по вторичным ореолам рассеяния. Методика оценки уровня эрозионного среза оруденения по вторичным ореолам рассеяния базируется на установленных закономерностях зонального строения первичных ореолов эталонного объекта, при его отсутствии — на использовании универсального ряда зональности С.В. Григоряна—Л.Н. Овчинникова. При этом значения K_3 рассчитываются из отношения произведений продуктивности вторичных ореолов надрудных—верхнерудных и подрудных—нижнерудных элементов. В зависимости от масштаба литохимической съемки площади таких ореолов составляют от сотых долей (масштаб 1:10000) до первых квадратных километров (масштаб 1:25000). В этом случае в качестве объекта такой оценки рассматривается некий усредненный уровень эрозионного среза совокупности рудных тел, локализованных в пределах оцениваемой аномалии. Однако помимо собственно рудных тел, на таких относительно крупных участках недр широко представлены многочисленные и весьма разнообразные объекты повышенных, но непромышленных концентраций рудных элементов, так называемые [44] зоны рассеянной рудной минерализации (ЗРМ). Доля последних в АГП ранга РМ (рис. 33) может достигать 80–90% ($\alpha=0.1-0.2$). Отсюда следует, что геохимический спектр вторичных концентраций элементов во многом

определяется их содержаниями в ЗРМ. Это имеет принципиальное значение при оценке эрозии рудных участков, так как ЗРМ характеризуются в основном низкими значениями K_3 , отвечающими рудным-нижнерудным горизонтам оруденения [47]. В таком случае при оценке уровня среза оруденения по вторичным ореолам рассеяния степень эрозии слабозеродированных участков будет завышаться, а не вскрытые эрозией рудные объекты могут быть оценены как эродированные непромышленные проявления, т.е. пропущены. Вероятно, этой причиной обусловлена низкая эффективность прогноза на Дальнем Востоке по вторичным ореолам проявлений слепого залегания.

Решение проблемы прогноза оруденения слепого залегания, повышения надежности оценки среза в различной степени эродированных объектов возможно, на наш взгляд, если рассматривать аномалию рудного участка не как самостоятельный объект, а как совокупность дискретных аномальных точек (точек опробования). В каждой такой точке содержание элемента определяется следующим выражением:

$$C = C_{\phi} + \Delta C_{\text{РТ}} + \Delta C_{\text{ЗРМ}}, \quad (13)$$

где C_{ϕ} — фоновое содержание элемента; $\Delta C_{\text{РТ}}$ и $\Delta C_{\text{ЗРМ}}$ — количество металла в точке опробования, поступившее за счет денудации соответственно рудного тела (тел) и сопутствующих ЗРМ.

Очевидно, что точка опробования, максимально приближенная к рудному телу или его надрудной зоне, будет характеризоваться в пределах ореола максимальным значением отношения $\Delta C_{\text{РТ}}/\Delta C_{\text{ЗРМ}}$, т.е. минимальным искажающим влиянием сопутствующих непромышленных проявлений на содержание элемента. Тогда и отношения содержаний элементов, в частности, значения K_3 в этих точках будут определяться в основном геохимическим составом рудных тел. Индикация таких точек на практике может осуществляться по локальным максимумам содержаний главных компонентов руд (или K_1) в высокоаномальных областях. Рассмотрим различные варианты определения уровня эрозионного среза рудных участков с использованием соотношений содержаний элементов в аномальных точках в зависимости от степени геолого-геохимической изученности оцениваемого объекта.

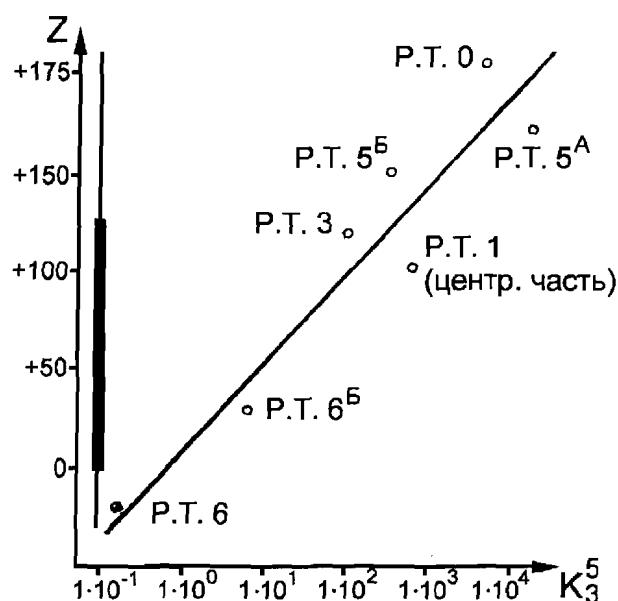


Рис. 39. Зависимость уровня эрозионного среза оруденения и значений коэффициента зональности вида AgSbPbCu/WBiNiCo на месторождении золото-кварцевой формации. Значения Z: меньше 0 — подрудный срез; 0–(+40) — нижнерудный, (+40)–(+80) — рудный, (+80)–(+125) — верхнерудный, более +125 — надрудный.

Для относительно изученных месторождений оценка их флангов основывается на ранее установленных зональности первичных ореолов рудных тел и монотонно изменяющихся с глубиной K_3 . В этом случае построение графиков K_3 –Z производится с использованием данных определения по первичным ореолам уровня среза известных рудных тел и значений K_3 , рассчитанных по вторичным ореолам в сопряженных с рудными телами аномальных точках. При удовлетворительной аппроксимации точек на графике K_3 –Z прямой линией проводится оценка уровня среза прогнозируемых рудных тел. В качестве примера на рис. 39 приведен график зависимости K_3 –Z месторождения золото-кварцевой формации, с успехом применяемый при прогнозе оруденения на его флангах.

Значительно большие трудности возникают при оценке уровня эрозионного среза оруденения на геологически и геохимически слабоизученных участках. В этом варианте при отсутствии сведений о закономерностях строения первичных ореолов оцениваемого объекта определение уровня среза оруденения обычно осуществляется с использованием K_3 , установленных на эталонном объекте с однотипной мине-

Геохимическая зональность месторождения Валунистое

Номер точки отбора	Гипсометрическая отметка	Au	Pb	As	Mn	Ba	Mo	Sn	Cu	Ag	K ₃
27 33 53	560	$\frac{0,68}{0,09}$	$\frac{1,9}{0,06}$	$\frac{4,0}{0,2}$	$\frac{27}{0,13}$	$\frac{40}{0,23}$	$\frac{0,18}{0,007}$	$\frac{0,33}{0,11}$	$\frac{1,2}{0,08}$	$\frac{2,7}{0,07}$	319
26 63 60 45 61	530	$\frac{2,61}{0,19}$	$\frac{4,4}{0,07}$	$\frac{4,0}{0,10}$	$\frac{39}{0,10}$	$\frac{36}{0,10}$	$\frac{0,46}{0,01}$	$\frac{0,46}{0,09}$	$\frac{2,1}{0,08}$	$\frac{20,2}{0,25}$	149
58 48	495	$\frac{1,7}{0,15}$	$\frac{5}{0,09}$	$\frac{3,0}{0,09}$	$\frac{55}{0,17}$	$\frac{35}{0,12}$	$\frac{1,6}{0,04}$	$\frac{0,5}{0,11}$	$\frac{3,0}{0,14}$	$\frac{5,0}{0,07}$	4,4
K-7 75	445	$\frac{0,41}{0,03}$	$\frac{12}{0,19}$	$\frac{3,5}{0,09}$	$\frac{25}{0,06}$	$\frac{20}{0,05}$	$\frac{15,2}{0,32}$	$\frac{0,6}{0,12}$	$\frac{3,2}{0,12}$	$\frac{2,5}{0,03}$	0,05

Примечание. В числителе — среднее по выработке содержание элемента (Au, Ag — в усл. ед., остальные — $\text{г} \times 10^{-3} \%$), в знаменателе — показатель зональности.

рализацией. Такая методика в некоторых случаях может привести к неудовлетворительным результатам, поскольку помимо общих геохимических свойств двух генетически близких объектов у них всегда есть и отличительные особенности. Эти особенности обуславливают типоморфные для конкретного проявления монотонно изменяющиеся K_3 . Естественно, такие коэффициенты, установленные на одном объекте, неприменимы для оценки уровня среза оруденения на другом. В связи с этим использование на слабоизученных проявлениях эталонных графиков зависимости K_3-Z по возможности требует предварительной проверки устойчивости их монотонного характера изменения. В этом случае определение зональности и уровня эрозийного среза может быть произведено по данным литохимической съемки по вторичным ореолам.

Рассмотрим методику такого определения на примере золото-серебряного месторождения Валунистое (Чукотка). Это месторождение приурочено к Амгуэмо-Канчаланской металлогенической зоне, расположенной в пределах Восточно-Чукотской фланговой зоны Охотско-Чукотского вулканического пояса. Здесь выявлено несколько рудных тел, которые вскрыты единичными поверхностными горными выработками. Минерализация рудных тел относится к золото-аргентитовому типу золото-серебряной формации. На месторождении проведена литохимическая съемка по вторичным ореолам рас-

сеяния масштаба 1:10000.

Вертикальная геохимическая зональность изучалась на интервале развития на дневной поверхности в различной степени минерализованных образований, который составляет около 200 м. Для определения зональности были сформированы четыре выборки, каждая из которых состоит из 2–5 точек отбора рыхлого элювио-делювия, расположенных на определенном гипсометрическом уровне (табл. 46) и по уровню содержания, соответствующих промышленному оруденению. При этом в качестве индикатора концентрированности рудной минерализации использовался коэффициент интенсивности вида $\text{AuAg}^2\text{AsPbMo/CrVCoMnTiY}$, максимумы которого во вторичных ореолах (более 1×10^{-6}) надежно локализуют известные рудные тела; аномально высокие значения ($1 \times 10^{-9} - 1 \times 10^{-6}$) — непромышленное оруденение; относительно слабоповышенные ($1 \times 10^{-15} - 1 \times 10^{-9}$) — линейные ЗРМ и области площадного метасоматоза (кварц-гидрослюдистые метасоматиты).

С использованием методики Н.Н. Сочеванова, Е.К. Гореловой [178] установлен ряд зональности, который представлен в табл. 47. Сопоставим зональность рассматриваемого и эталонного золото-серебряных месторождений по наличию или отсутствию ранговой корреляции между порядковыми номерами элементов в соответствующих рядах. Оценка значений коэффициента ранговой корреляции r_{xy} возможна по следующей известной формуле

Ряды геохимической зональности золото–серебряных месторождений

Месторождение	Ряд зональности (снизу вверх) Порядковые номера элементов								
Рассматриваемое в работе	Mo–Pb–Sn–Cu–Mn–Au–Ag–As–Ba								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Эталонное (Карамкен)	Pb–Mn–Mo–Sn–Au–Cu–As–Ag–Ba								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9

Примечание. Для эталонного месторождения, расположенного в Приохотском отрезке Охотско–Чукотского вулканогенного пояса, приведен ряд осевой зональности рудного тела (Соколов, 1982).

[176]:

$$r_{xy} = 1 - [6 \Sigma \Delta^2 / n(n^2 - 1)], \tag{14}$$

где $n=9$ — количество элементов в ряду зональности; $\Sigma \Delta^2$ — сумма квадратов разностей порядковых номеров элементов.

В нашем случае r_{xy} равно +0.817, $\Sigma \Delta^2$ — 22 при критической сумме квадратов разностей порядковых номеров элементов $\Sigma \Delta^2_{крит} = 40$ [176]. Так как $\Sigma \Delta^2 < \Sigma \Delta^2_{крит}$, то между двумя этими рядами существует значимая положительная корреляция. Очевидно, что такое их совпадение неслучайно и возможно при двух условиях:

1. Рудные тела рассматриваемого месторождения и конкретные их горизонты (верхнерудный, рудный и т.д.) расположены в строго фиксированном интервале высот. Это условие не противоречит данным геологических наблюдений, по которым рудные концентрации золота зафиксированы на определенном гипсометрическом уровне.

2. Осевая зональность рудных тел эталонного и изученного месторождений идентична.

В этом случае для оценки уровня эрозионного среза известных и прогнозируемых рудных тел изученного объекта вполне корректно применение коэффициентов зональности, установленных на эталонном месторождении. Действительно, значения одного из них вида $AgAsBaSb/MoPbCuSn$ монотонно и контрастно изменяются в вертикальном срезе рудной колонны рассматриваемого месторождения (табл. 46). Значения этого коэффициента рассчитывались для всех точек опробования рыхлого элювио–делювия, характеризующихся значениями K_z более 1×10^{-9} , т. е. соответствующих выходам на дневную поверхность как известных, так и прогнозируемых промышленных ($K_z \geq 1 \times 10^{-6}$) и непромышленных ($K_z = 1 \times 10^{-9} - 9 \times 10^{-7}$) рудных тел. На

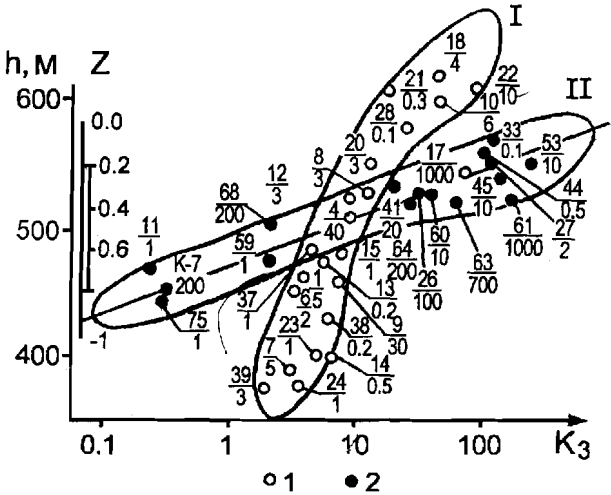


Рис. 40. Зависимость уровня эрозионного среза оруденения и значений коэффициента зональности вида $AgAsBaSb/MoPbCuSn$ на месторождении золото–серебряной формации: 1–2 — аномальные точки (в числителе — номер сечения, в знаменателе — значения K_z , $n \times 10^{-8}$): 1 — в северной части месторождения (группа I), 2 — в его южной части (группа II).

рис. 40 выделяются две группы таких точек в северной (I) и южной (II) частях месторождения. Их геохимическая характеристика приводится в табл. 48.

Как видно из табл. 48, группа аномальных точек I по сравнению с группой II в целом характеризуется относительно низкими значениями $\tilde{K}_z$ ($1 \times 10^{-9} - 4 \times 10^{-7}$) и $\tilde{C}_{Au}$, т. е. соответствует непромышленным проявлениям. В пределах группы II можно выделить три подгруппы аномальных точек. Точки первой подгруппы II–1 (59, 75, 11) расположены в пониженных частях рельефа ($h=400-470$ м), имеют низкие значения K_z (0.2–2.1), $\tilde{K}_z$ и $\tilde{C}_{Au}$ и соответствуют проявлениям корневых частей рудно–гидротермальной колонны с полиметаллической минерализацией и непромышленными содержаниями золота и серебра. Точки второй подгруппы II–2 характеризуются

Геохимическая характеристика групп аномальных точек в северной и южной частях месторождения Валунистое

Группа аномальных точек (рис. 39)	Подгруппа аномальных точек	Число точек	$\tilde{K}_и$	$\tilde{C}_{Au}$	R	R'	Характер минерализации	Характер зональности по вертикали
I		20	1.8×10^{-8}	0.32	32	0.13	Непромышленное оруденение	Слабо проявлена
II	1	3	1.0×10^{-8}	0.10	1172	9.0	Подрудные уровни рудных тел	Хорошо проявлена, контрастная
	2	10	25.0×10^{-8}	1.12			Промышленные рудные тела, часть наиболее обогащенных Au и Ag непромышленных	
	3	5	2.5×10^{-8}	0.63			Надрудные уровни рудных тел	

Примечание. R — коэффициент контрастности зональности, который представляет собой отношение максимального значения коэффициента зональности к минимальному; $R' = R / (h_{\max} - h_{\min})$ — градиент изменения значений K_3 на интервале 1 м ($h_{\max}$, $h_{\min}$ — максимальная и минимальная гипсометрические отметки точек опробования в конкретной группе аномальных точек).

средними значениями K_3 (0.3–1.41), высокими $\tilde{K}_и$ и $\tilde{C}_{Au}$. В этой подгруппе находятся все известные и прогнозируемые рудные тела ($\tilde{K}_и \geq 1 \times 10^{-6}$), а также часть наиболее обогащенных золотом и серебром непромышленных ($1 \times 10^{-7} - 9 \times 10^{-7}$). Важно отметить, что аномальные точки в этой подгруппе локализуются в интервале высот 450–550 м (рис. 39), а следовательно, ожидаемая вертикальная протяженность оруденения на месторождении составляет 100 м. Третья подгруппа аномальных точек II–3 (33, 44, 27, 45, 53) имеет максимальные значения K_3 (100–208), невысокие $\tilde{K}_и$ и $\tilde{C}_{Au}$ и локализуется на самых верхних гипсометрических уровнях (540–575 м). Логично предположить, что эти точки соответствуют выходам на дневную поверхность надрудных зон рудных тел слепого залегания.

Характер распределения аномальных точек на рис. 40, а также данные определения коэффициентов R и R' (табл. 48) позволяют сделать однозначный вывод: для рудных тел в группе II типична контрастная зональность, для непромышленных проявлений в группе I — незональное строение. Причем отсутствие аномальных точек в промежутках между областями I и II (рис. 40) свидетельствует о скачкообразном изменении характера зональности с возрастанием концентрации рудных ком-

понентов в проявлениях. На рис. 41 приведены кривые частот встречаемости значений $K_и$ по интервалам для групп аномальных точек I и II–2. Эти кривые резко смещены относительно друг друга, что обусловлено установленной зависимостью значений данного коэффициента от концентрации рудной минерализации. Намечается лишь узкий интервал перекрытия значений $K_и$ ($1 \times 10^{-7} - 4 \times 10^{-7}$), соответствующий проявлениям с высоким, но некondиционным уровнем концентрации золота и серебра. Таким образом, проявления, характеризующиеся значениями $K_и > 4 \times 10^{-7}$, зональны, $K_и < 1 \times 10^{-7}$ — незональны, $K_и = 1 \times 10^{-7} - 4 \times 10^{-7}$ могут иметь как зональное, так и незональное строение.

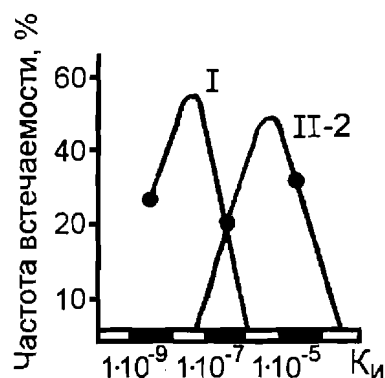


Рис. 41. Частота встречаемости значений $K_и$ для аномальных точек группы I и подгруппы II–2.

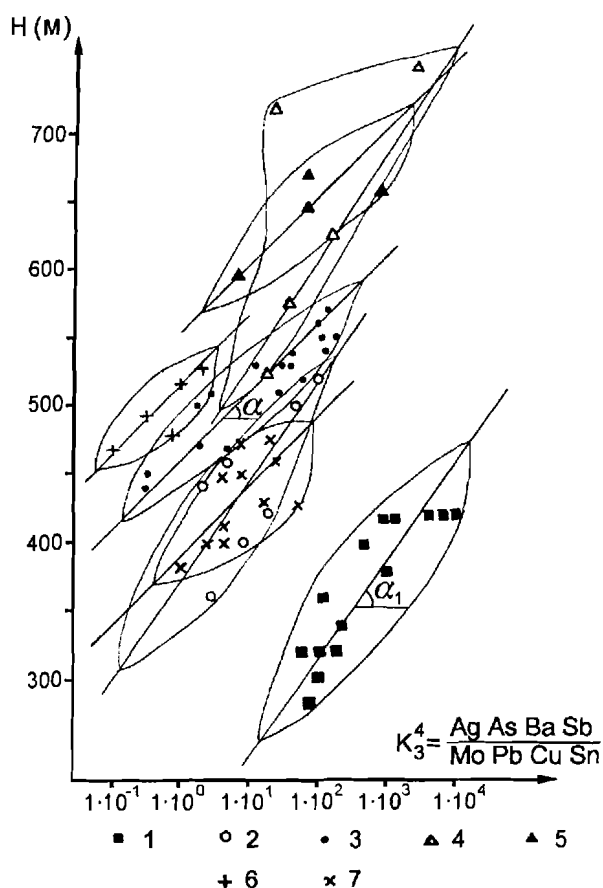


Рис. 42. График распределения аномальных точек золото-серебряных проявлений Амгуэмо-Канчаланской зоны по аппликате:
1-7 — аномальные точки проявлений: 1 — Теркене́й, 2 — Чайный, 3 — Валунисто́е, 4 — Сла́дкий, 5 — Горный, 6 — Поздний (западный), 7 — Поздний (восточный).

Полученные данные позволяют произвести таксацию уровней эрозионного среза концентрированного оруденения Z (рис. 40) в метрике, предложенной А.П. Солововым [176]: надрудный срез — $Z=0.0-0.2$; верхнерудный — $0.2-0.4$; рудный — $0.6-0.8$; подрудный — $0.8-1$. На этой основе в пределах изученного месторождения оценен уровень эрозионного среза известных рудных тел, геометризованы два прогнозируемых рудных тела верхнерудного среза ($Z=0.3-0.4$), два — только начинающих вскрываться, два — слепого залегания ($Z<0.2$).

Рассматриваемая методика может с успехом применяться и при оценке степени эрозии однотипного оруденения на нескольких участках, значительно разобщенных в пространстве. Однако при этом следует учитывать тектоническое развитие крупных участков земной коры, определяющее их блоковое строение. В этом ва-

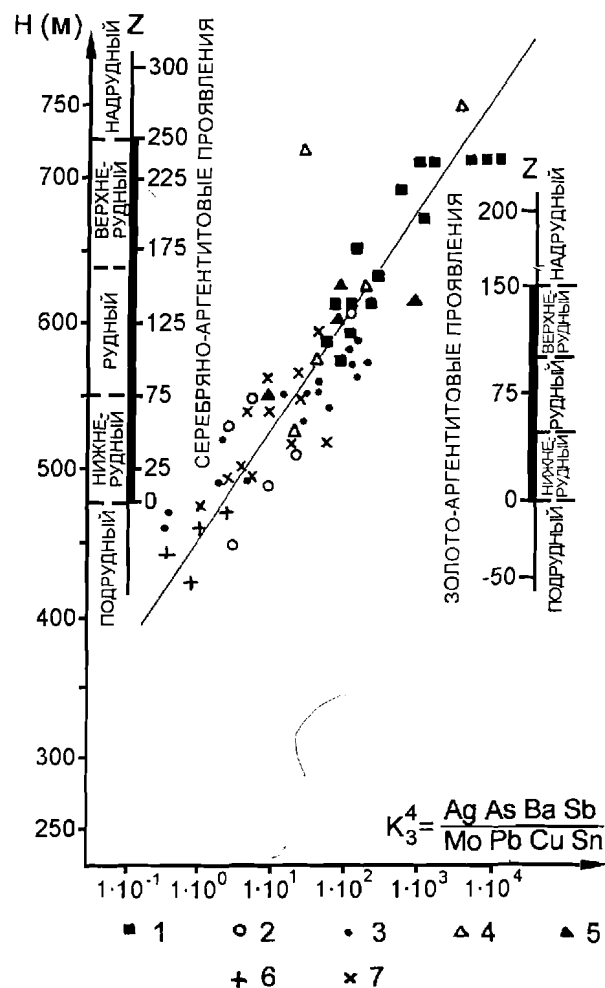


Рис. 43. Совмещенный график изменения с глубиной коэффициента зональности вида $AgAsBaSb/MoPbCuSn$ золото-серебряных проявлений Амгуэмо-Канчаланской зоны:
1-7 — аномальные точки проявлений (см. рис. 42).

рианте оруденение может быть локализовано на различных гипсометрических уровнях. Соответственно на графиках K_3-H наблюдаются смещения аномальных точек отдельных участков по оси ординат. В качестве примера на рис. 42 представлены графики распределения аномальных точек семи участков Амгуэмо-Канчаланской зоны, характеризующиеся развитием золото-серебряной минерализации золото-аргентитового (серебро-аргентитового) типа. Как видно из рисунка, амплитуда таких вертикальных перемещений, определяемая по разнице гипсометрических отметок при фиксированном значении K_3 , составляет около 350 м. При этом градиенты изменения значений K_3 по отдельным участкам различаются несущественно, что свидетельствует о близкой полной протяженности (без учета эродированной части) ору-

денения по вертикали [179]. Тогда таксация уровня эрозионного среза оруденения может быть проведена путем перемещения графиков аномальных точек отдельных участков по оси ординат до их максимального совмещения (рис. 43). Далее на совмещенном графике $H-K_3$ производится выделение интервалов подрудного и надрудного уровней среза по устойчиво пониженным содержаниям главного компонента руд (или K_H), отвечающим непромышленному оруденению и соответственно резко пониженным и повышенным значениям K_3 . Затем фиксируется верхний и нижний уровень выклинивания оруденения с последующей таксацией уровней эрозионного среза (рис. 43). С использованием установленной зависимости K_3-Z геометризованы прогнозируемые рудные тела (зоны), в том числе слепого залегания, оценен уровень эрозионного среза как отдельных рудных тел (зон), так и рудных участков в целом. Результаты такой оценки по одному из рассматриваемых проявлений иллюстрируются на рис. 44.

Практическая реализация изложенных выше принципов оценки уровня эрозионного среза прогнозируемого оруденения может осуществляться по следующей схеме:

1. Выделение интервалов вторичных концентраций главного компонента руд

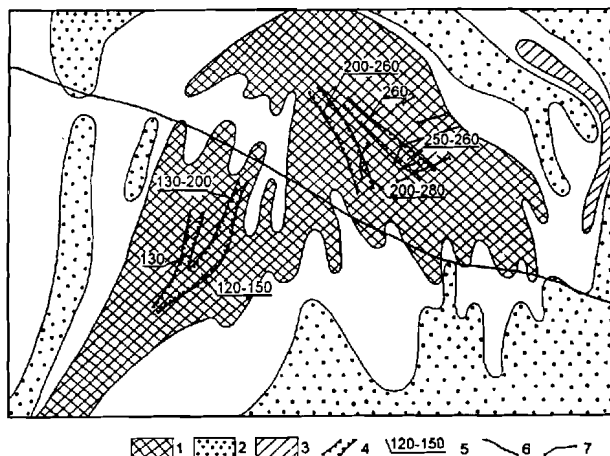


Рис. 44. Структура АГП золото-серебряного месторождения (участок Теркенеи):

1–3 — строение АГП: 1 — ядерная зона, 2 — зона обмена, 3 — фланговая зона концентрации; 4 — прогнозируемые рудные зоны; 5 — прогнозируемый уровень эрозионного среза Z ($Z < 0$ — подрудный срез, $0-(+75)$ — нижнерудный, $(+75)-(+150)$ — рудный, $(+150)-(+250)$ — верхнерудный, более $(+250)$ — надрудный; 6 — разлом-смеситель; 7 — каналы.

(или K_H), соответствующих минерализации различного масштаба и уровня концентрации (промышленные рудные тела, непромышленное оруденение, гидротермально-метасоматические образования, линейные ЗРМ и т.п.).

2. Выбор монотонно изменяющегося по вертикали коэффициента (–тов) зональности по данным изучения зональности эталонного объекта с однотипной минерализацией. По возможности выделение K_3 производится на основе определения зональности оруденения по вторичным ореолам рассеяния на изучаемом проявлении.

3. Расчет K_3 в аномальных точках, соответствующих промышленному и непромышленному оруденению. Построение графиков распределения аномальных точек каждого участка (аномалии) в координатах $H-K_3$ с последующей их трансформацией в сводный график зависимости K_3-Z и таксацией уровней эрозионного среза.

4. По графику зависимости K_3-Z определение уровня эрозии рудных тел (зон), а также усредненного среза оруденения в целом по участку или аномалии по следующей формуле:

$$\bar{Z} = (\sum_{i=1}^n Z_i) / n, \quad (15)$$

где $\bar{Z}$ — усредненный уровень среза рудных тел на участке; Z_i — уровень среза конкретного рудного тела; n — количество определений уровня среза рудных тел.

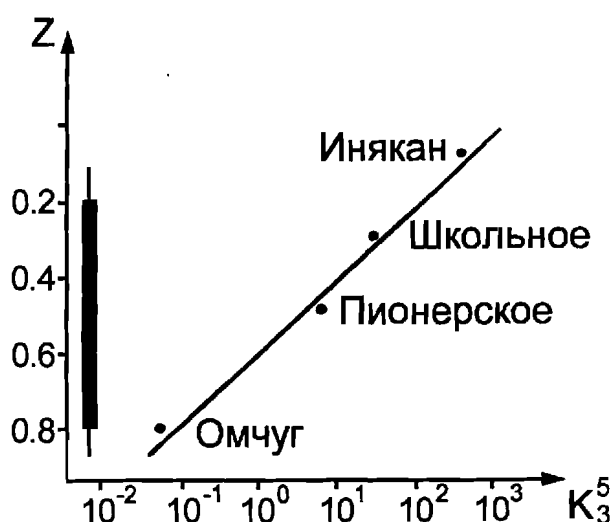


Рис. 45. Пример эталонного графика K_3-Z для оценки по потокам рассеяния проявлений золото-кварцевой формации (данные по Северо-Востоку России).

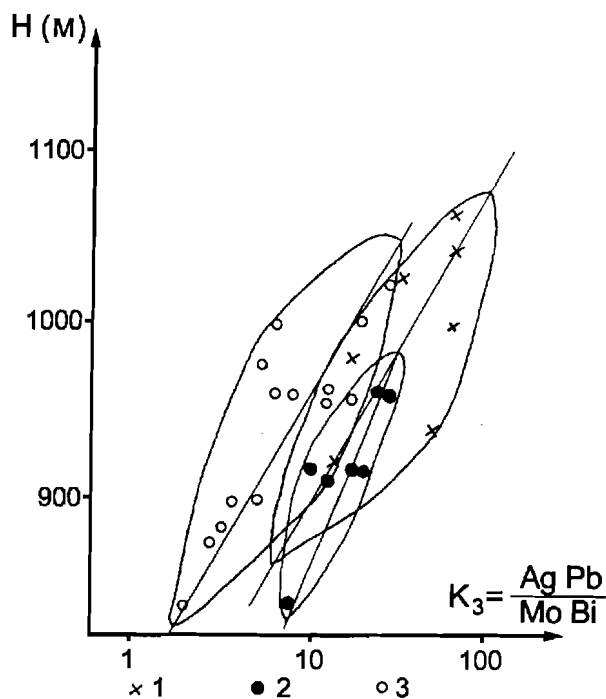


Рис. 46. Графики распределения аномальных точек золоторудных полей Бамского РУ по аппликате:
1-3 — рудные поля: 1 — Ларба, 2 — Бамское, 3 — Олекон.

5. По данным 1, 4 геометризация прогнозируемых рудных тел (зон), выведенных эрозией на дневную поверхность, и слепого залегания.

Оценка уровня эрозионного среза по потокам рассеяния. В практике геохимических поисков оценка среза оруденения по потокам рассеяния, как правило, производится на качественном уровне, по наличию или отсутствию аномальных потоков надрудных-верхнерудных или подрудных-нижнерудных элементов. Вместе с тем, с использованием вышеуказанной методики возможна приближенно количественная оценка степени эрозии рудных объектов.

В упрощенном варианте такая оценка прогнозируемых месторождений конкретного формационного типа осуществляется с использованием эталонных графиков K_3-Z . Построение таких графиков производится путем сравнения данных об усредненном уровне эрозии хорошо изученных месторождений и значений K_3 в пробах из аллювия водотоков, дренирующих эти объекты (рис. 45).

В ряде случаев таксация уровней эрозионного среза с использованием данных опробования аллювия возможна путем по-

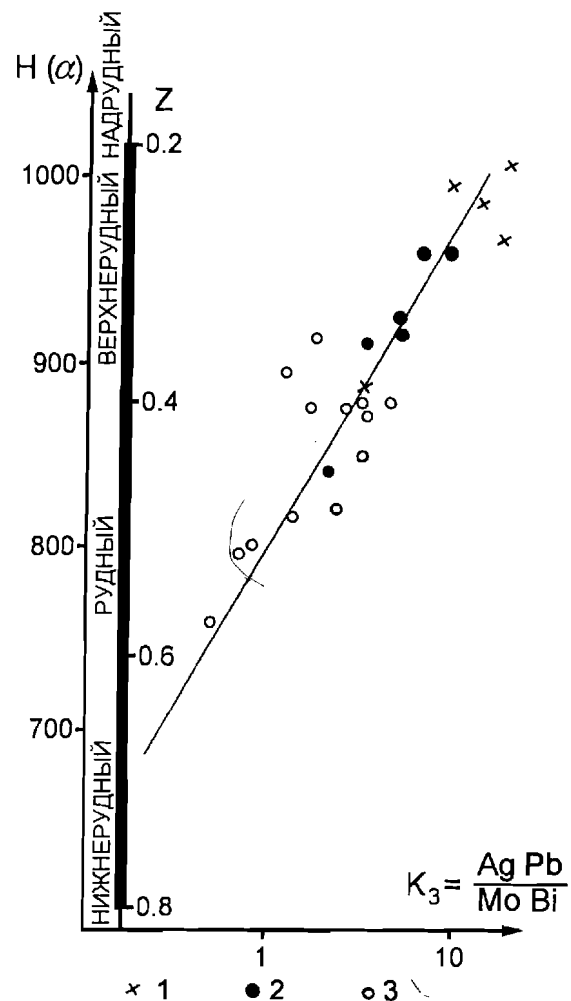


Рис. 47. Совмещенный график изменения с глубиной коэффициента зональности вида $Ag Pb / Mo Bi$ золоторудных полей Бамского РУ:
1-3 — рудные поля: 1 — Ларба, 2 — Бамское, 3 — Олекон.

строения графиков распределения аномальных точек конкретных аномалий ранга РП в координатах $H-K_3$ (рис. 46) с последующей их трансформацией в графики зависимости K_3-Z (рис. 47).

В приведенных выше примерах оценка уровня эрозии рудных объектов, как и в предыдущем разделе работы, базируется на определении значений K_3 в аномальных точках. В соответствии с используемым нами способом оконтуривания аномалий при съемке по потокам рассеяния (разд. 1.1) аномальная точка характеризует бассейн водосбора 3-5 км², что соответствует площади АГП ранга РМ. Естественно, для таких относительно крупных площадей влияние ЗРМ на содержание в пробе из аллювия значительно и не поддается учету. В этой связи оценку среза прогнозируемых объектов по предлагаемой методике

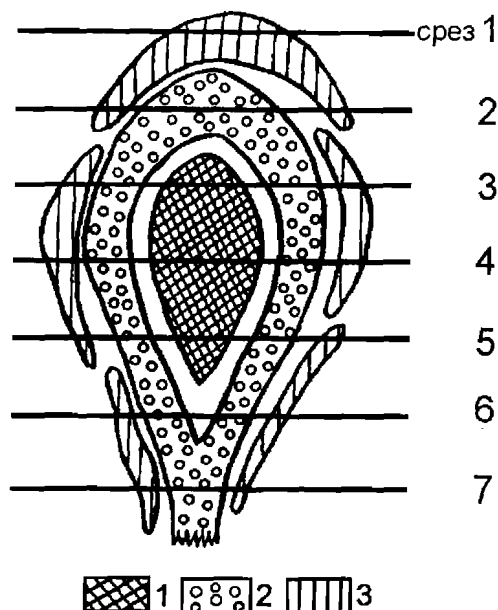


Рис. 48. Идеальная модель АГП старших рангов (вертикальный разрез):

1–3 — структура АГП: 1 — ядерная зона, 2 — зона обмена, 3 — фланговая зона концентрации.

следует рассматривать как предварительную, требующую дальнейшего уточнения при производстве более детальных работ. Тем не менее в случае выявления удовлетворительной аппроксимации аномальных точек прямой линией в координатах Н–К₃, учитывая ориентировочный характер оценки ресурсов по категории Р₃ [60], практическое использование предлагаемой методики представляется рациональным.

Оценка степени эрозии рудогенных систем старших рангов. Методика оценки уровня эрозионного среза РС рангов РМ, РП, РУ в настоящее время практически не разработана. Вместе с тем, такая оценка могла бы быть весомым аргументом в пользу проведения буровых работ, ориентированных на поиски глубокозалегающих рудных объектов в пределах известных рудных полей и узлов. С этих позиций рассмотрим реальную модель ГМС Верхнемынского РУ (рис. 17, г). Как видно из рисунка, практически все известные проявления золота приурочены к относительно узкой полосе. Назовем ее продуктивной зоной. Тогда в случае эрозии системы в верхней части этой зоны обнаружение глубокозалегающих рудных объектов потенциально возможно, в нижней части зоны и в корневых частях — маловероятно. Не

менее актуальна и оценка эрозии РС ранга РМ, позволяющая, как было показано на конкретном примере (рис. 13), оценить перспективы на глубину месторождения в целом.

Установленные закономерности строения АГП старших рангов (гл. 3) позволяют наметить пути решения этой задачи. Оценка эрозии таких систем возможна на основе анализа морфологических особенностей АГП и векторной зональности ореолов выноса центробежных элементов в ядерной зоне.

Рассмотрим различные варианты пространственной локализации зон АГП в горизонтальной плоскости в зависимости от уровня ее эрозионного среза. На уровне среза 1 (рис. 48) будет наблюдаться единственная фланговая зона концентрации, и прогноз глубокозалегающих рудных объектов в этом случае, видимо, невозможен. На уровне 2 будет зафиксирована двухзонная система с локализацией в центре зоны обмена и по ее периферии фланговой зоны концентрации. Зональность такой системы, в связи с «лоскутным» строением фланговой зоны концентрации, должно быть слабо выражена. Две такие системы представлены на рис. 15, д (с. 36). На уровнях эрозионных срезов 3–5 АГП будут иметь заверченный вид с закономерной последовательной сменой от их центра к периферии ядерной зоны зоной обмена и фланговой зоной концентрации. Полностью эродированные системы (уровни 6, 7) по морфологии аналогичны системам, только начинающим вскрываться (уровень 2). Примером таких систем может служить приведенное на рис. 15, е АГП Омчугское. Таким образом, по морфологическому признаку АГП четко подразделяются на три группы: незонального строения слепого залегания (уровень 1), двухзонные слабо- и глубокоэродированные поля (уровни 2, 6, 7), умеренноэродированные трехзонного строения (уровни 3, 4, 5).

Более дробная дифференциация АГП по степени эрозии возможна на основе установленных закономерностей зонального строения ореолов выноса центробежных элементов. Напомним, что эта зональность по восстанию флюидопотоков характеризуется следующим рядом (с. 40): Ва, V–Со, Ni–Cr, Mn. С использованием этого ряда для АГП наклонного залегания Верхнемынского РУ и Тнеквеевского РП (рис. 17,

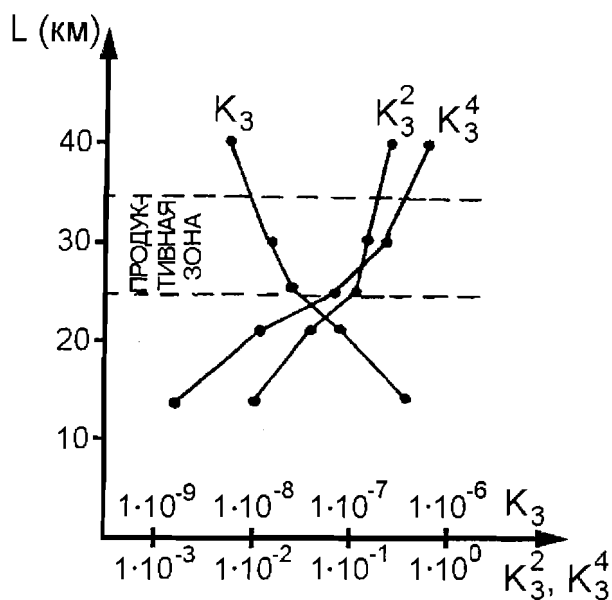


Рис. 49. Графики изменения коэффициентов зональности по главному направлению флюидопотока ГМС Верхнемынского РУ: $K_3 = \text{Cr}^3\text{Mn}$, $K_3^2 = \text{CoBa/CrMn}$, $K_3^4 = \text{ScBaCoP}$; L — расстояние от прогнозируемого источника энергии по восстанию флюидопотока.

г; 16, е) выделены монотонно изменяющиеся по удалению от прогнозируемых источников энергии РС коэффициенты зональности (рис. 49, 50). При этом, как и при оценке РТ по вторичным ореолам и потокам рассеяния, K_3 рассчитывались в аномальных точках, в данном случае приуроченных к минимумам отрицательных ореолов $K_{\text{ЦБ}}$.

Практическое применение этих графиков для оценки среза контрольных объектов ограничивается отсутствием данных об устойчивости монотонного характера изменения этих коэффициентов для систем различного ранга, вещественно-минерального состава и металлогенической специализации. В этой связи предлагается их использовать при анализе эрозии только золоторудных узлов (рис. 49) и золото-серебряных рудных полей (рис. 50). При этом следует иметь в виду, что выделенные коэффициенты комплектуются центробежными элементами, спектр которых универсален (гл. 3), в отличие от используемых при прогнозе рудных тел центростремительных (рудных) элементов, отражающих металлогеническую специализацию РС. В таком случае можно предположить, что сфера применения этих коэффициентов в перспективе может быть существенно расширена.

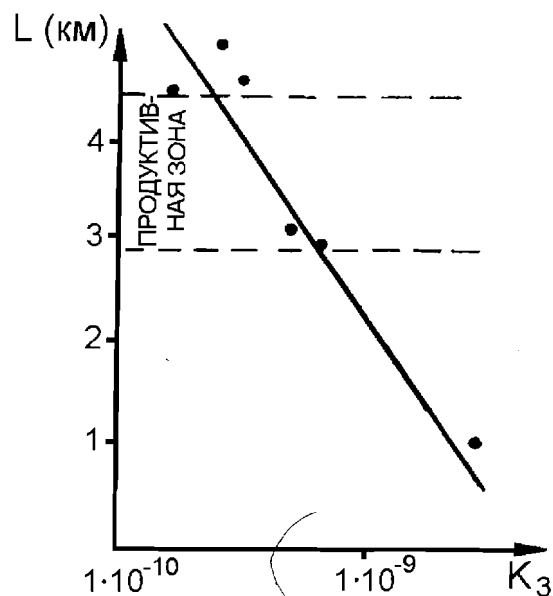


Рис. 50. Совмещенный график изменения коэффициента зональности вида BaMnNiCr по направлениям флюидопотоков ГМС Тнеквеевского РП.

7.3. Определение элементов залегания рудных тел по геохимическим данным

Определение условий залегания рудных залежей геохимическими методами производится в случае затруднений при их оценке по геологическим данным. Чаще всего такие сложности возникают при определении выходящих на дневную поверхность рудных тел с нечеткими «размазанными» контурами либо «слепых» — по их надрудным зонам.

В практике геохимических методов поисков полезных ископаемых существуют два основных *качественных* способа оценки этого параметра оруденения.

Первый из них основан на изучении особенностей поперечной зональности первичных ореолов элементов-индикаторов оруденения [44]. Исследования показывают, что вокруг рудных тел вертикального падения первичные ореолы характеризуются симметричной зональностью. При этом максимумы содержаний всех элементов-индикаторов оруденения совмещены между собой и совпадают с рудоконтролирующей структурой. Наклонные рудные залежи характеризуются сдвигом максимумов основных компонентов руд и надрудных элементов относительно друг друга. В этом случае максимум надрудных элементов фиксирует висячий бок рудного тела.

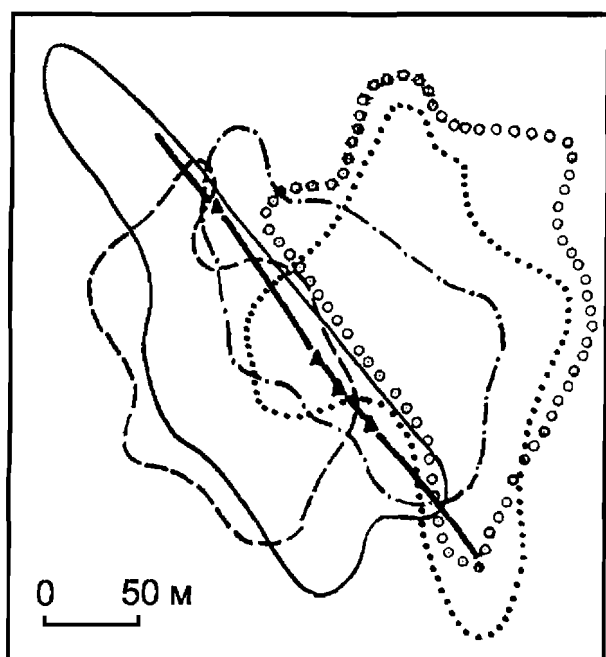


Рис. 51. Вторичные ореолы рассеяния на участке рудопоявления Мшистое:

1–5 — вторичные ореолы рассеяния: 1 — золота (изолиния 0.003 г/т), 2 — мышьяка ($20 \times 10^{-3}\%$), 3 — серебра (10 г/т), 4 — ртути ($1 \times 10^{-4}\%$), 5 — сурьмы ($2 \times 10^{-3}\%$), 6 — кварцадуляровая жила; 7 — штурфовые пробы с содержанием золота до 0.8 г/т, серебра 15–60 г/т.

Недостатком этого способа является сложность выделения максимума надрудных элементов наклонного рудного тела на фоне эндогенных ореолов дорудных стадий минералообразования и, как правило, многочисленных зон рассеянной рудной минерализации, сопровождающих промышленное оруденение. Кроме того, с использованием этого способа возможна только качественная оценка элементов залегания рудных тел.

Второй способ основан на определении подвижности элементов в диффузионных ореолах оруденения [176]. В этом случае совпадение рядов подвижности элементов в экзоконтактах рудной залежи свидетельствует о ее субвертикальном падении, их различие — о наклонном залегании оруденения. К недостаткам этого способа относятся незначительность различий коэффициентов подвижности отдельных элементов висячем и лежащем боках наклонных руд-

ных тел [176, с. 146], низкая контрастность их значений в зависимости от изменений углов падения рудных залежей. Этими причинами обусловлена невысокая надежность и точность определения элементов залегания оруденения при использовании этого способа.

Рассмотрим результаты геохимической оценки условий залегания рудных тел этими двумя способами на конкретных примерах.

На рис. 51 приведены вторичные ореолы рассеяния золота и элементов-спутников на одном из участков золото-серебряного рудопоявления Мшистое (Карамкинский рудный район). Наличие контрастных ореолов типичных надрудных (Sb, Hg) и верхнерудных (Ag) элементов при относительно невысоких концентрациях золота и отсутствии ореолов нижнерудных-подрудных элементов (Pb, Zn, Cu, Sn), широкое развитие процессов аргиллизации, характерных для верхних горизонтов руднометасоматической колонки, позволяет предположить, что рассматриваемая АГП только начинает вскрываться. При этом наблюдается отчетливое смещение ореолов Sb, Hg, в меньшей степени Ag, относительно ореолов Au и As, что свидетельствует о наклоне залегании прогнозируемой надрудной зоны. Действительно, по данным геологических наблюдений (Капанин, 1981) на участке выявлена кварцевая жила мощностью 10 см, имеющая падение в северо-восточных румбах под углом 45° . Следовательно, в данном случае первый из рассмотренных выше способов определения элементов залегания рудных тел достаточно эффективен.

Однако существуют и другие примеры. В частности, по данным изучения первичных ореолов наклонных рудных тел (146 пересечений) золоторудного месторождения Школьное закономерного сдвига максимумов содержаний надрудных-верхнерудных элементов (Ag, Sb, Cu, Pb) и основных элементов руд (Au, As, W) не установлено. Таким образом, следует иметь в виду, что оценка элементов залегания первым способом не всегда надежна и требует подтверждения другими данными.

На этом же месторождении проведена апробация второго способа. По результатам изучения характера изменений содержаний всех элементов индикаторов оруденения установлено, что концентрации Ag,

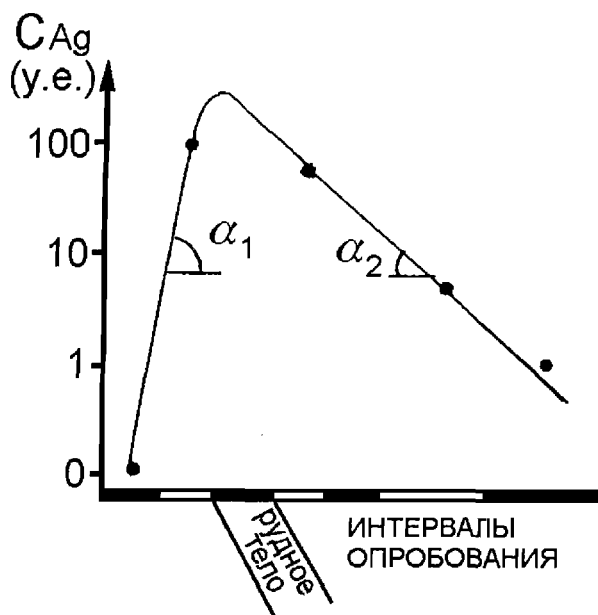


Рис. 52. График изменения содержаний серебра по профилю 85 вкрест простирания наклонного рудного тела I.

Sb, Cu и Pb монотонно падают по удалению от рудных тел, тогда как для Au, As, W изменяются, как правило, волнообразно. В таком случае определение величин миграционной подвижности рационально только для диффузионных ореолов Ag, Sb, Cu и Pb.

Оценка этого параметра проводилась для обоих экзоконтактов рудного тела по следующей известной формуле [176]:

$$1/\lambda = K \times \text{ctg} \alpha, \quad (16)$$

где $1/\lambda$ — коэффициент миграционной подвижности элемента; α — угол, образованный осью абсцисс и линией закономерного падения содержаний элемента от оси к флангам рудного тела (рис. 52); K — коэффициент, учитывающий соотношение масштабов по осям координат.

Для конкретного масштаба построения графика изменения содержаний элемента вкрест простиранию рудного тела этот коэффициент определяется по следующей формуле [176]:

$$K = Y / \ln 10 = 0.434 Y, \quad (17)$$

где Y — принятый по оси ординат модуль десятичных логарифмов содержаний элементов, выраженный в линейной мере масштаба оси расстояний X.

В результате таких определений коэффициентов подвижности элементов установлено, что для висячих боков наклонных

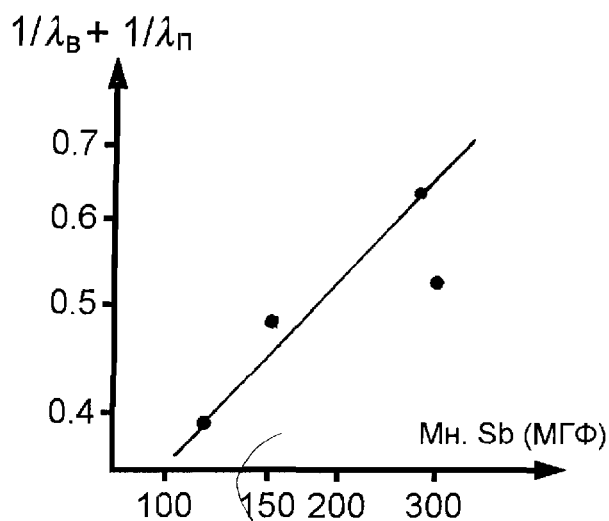


Рис. 53. Зависимость значений суммарного коэффициента подвижности сурьмы и условной продуктивности первичного ореола.

рудных залежей значения этой величины в целом выше, чем для лежащих. В то же время значения $1/\lambda$ для конкретного рудного тела непостоянны и во многом определяются уровнем содержаний элементов в его конкретном пересечении. На рис. 53 приведен график изменения суммарного коэффициента подвижности сурьмы висячего ($1/\lambda_B$) и лежащего ($1/\lambda_L$) боков наклонного рудного тела I от условной продуктивности соответствующих первичных ореолов. Удовлетворительная аппроксимация точек на графике прямой линией свидетельствует о прямо пропорциональной зависимости этих величин. Установленная закономерность обусловлена тенденцией увеличения градиентов изменений содержаний сурьмы по нормали к оси рудного тела с повышением уровня максимальных концентраций этого элемента. Другими словами, в пределах конкретного рудного тела для столбов, гнезд график изменения содержаний элемента более крутой, соответственно значения $1/\lambda$ ниже, чем для участков относительно бедного оруденения. В таком случае какая-либо количественная оценка элементов залегания рудных тел с использованием абсолютных значений $1/\lambda$ невозможна. В связи с этим при определении падения рудной залежи нами предлагается использовать отношение коэффициентов подвижности элементов висячего и лежащего боков оруденения, то есть большего по значению к меньшему:

$$П_{АП} = (1/\lambda_B) / (1/\lambda_L), \quad (18)$$

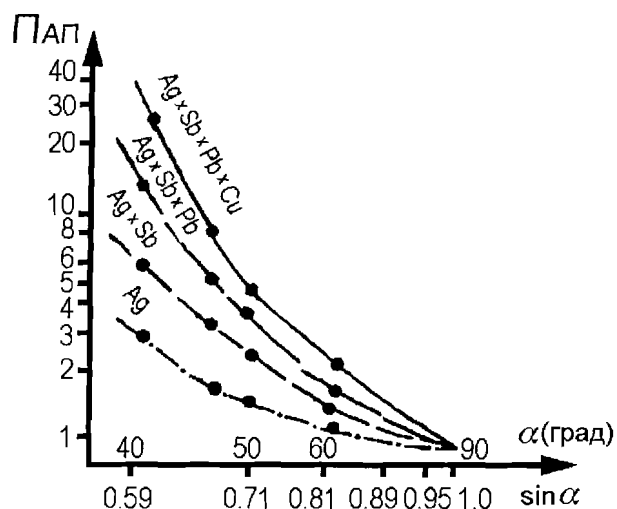


Рис. 54. Зависимость моноэлементных и мультипликативных показателей асимметрии $\Pi_{АП}$ от углов падения рудных тел.

где $\Pi_{АП}$ — показатель асимметрии подвижности элемента висячего и лежачего боков оруденения.

Колебания этого показателя для сечений конкретного рудного тела с различным уровнем концентраций Ag, Sb, Cu и Pb, определяемые величиной $\pm S/\sqrt{n}$ незначительны (табл. 49), что позволяет использовать величину $\Pi_{АП}$ при оценке элементов залегания оруденения.

В табл. 49 и 50 приведены данные определений значений $\Pi_{АП}$ Ag, Sb, Pb, Cu для некоторых рудных тел (их кулис) месторождения, отличающихся по элементам залегания. Сравнение этих величин осуществлялось с помощью t -критерия Стьюдента: если $t_{ФАК} > t_{ТАБЛ.}$, различия между средними величинами $\Pi_{АП}$ существенны, если $t_{ФАК} < t_{ТАБЛ.}$, различия между ними незначительны и обе выборки принадлежат к одной совокупности данных. Результаты их сопоставления сводятся к следующему:

1. Для рудных тел (кулис) относительно пологого залегания, но существенно отличающихся по углам падения (42 и 61°), различия величин $\Pi_{АП}$ значимы (табл. 50).

2. При небольшой разнице углов падения (3–10°) наклонных рудных залежей различия этих показателей несущественны (табл. 49).

3. Значения $\Pi_{АП}$ для рудных тел крутого залегания с углами падения более 60° практически не изменяются (рис. 54).

Таким образом, с использованием моноэлементных показателей асимметрии подвижности возможна дифференциация

рудных залежей на относительно пологопадающие и крутого субвертикального залегания.

С целью повышения надежности и расширения диапазона количественного определения элементов залегания рудных тел нами предлагается использовать мультипликативные показатели асимметрии подвижности. Для конкретного сечения рудной залежи величины этих показателей оцениваются из соотношения произведения больших значений коэффициентов подвижности отдельных элементов (висячий бок) к меньшим (лежащий бок):

$$\Pi_{АП}^i = (1/\lambda_{В}^1 \times 1/\lambda_{В}^2 \times \dots \times 1/\lambda_{В}^i) / (1/\lambda_{Л}^1 \times 1/\lambda_{Л}^2 \times \dots \times 1/\lambda_{Л}^i), \quad (19)$$

где $\Pi_{АП}^i$ — мультипликативный показатель асимметрии подвижности i -того порядка; $1/\lambda_{В}^{1,2,\dots,i}$ — коэффициенты подвижности 1, 2, ..., i -того элементов висячего бока рудной залежи; $1/\lambda_{Л}^{1,2,\dots,i}$ — коэффициенты подвижности 1, 2, ..., i -того элементов лежачего бока рудной залежи.

Как видно из табл. 49, такие показатели по сравнению с моноэлементными для рудных тел относительно пологого залегания имеют существенные различия уже при разнице в углах их падения 3–5° и обладают значительно большей контрастностью ($\Delta \Pi_{АП}^i$). С использованием данных этой таблицы в логарифмическом масштабе построены графики изменения синусов углов падения оруденения от значений мультипликативных показателей асимметрии подвижности элементов (рис. 54). Монотонный и контрастный характер этих графиков в широком диапазоне значений позволяет их применять для оценки углов падения рудных тел не только пологого, но и крутого залегания (до $\approx 70^\circ$). В то же время, как видно из рис. 53, для субвертикальных рудных залежей значения $\Pi_{АП}$ даже высоких порядков близки к единице, градиенты их изменения в интервале 70–90° низки ($\Delta \Pi_{АП}^i = 0.08$), поэтому оценка условий залегания такого оруденения возможна только на качественном уровне.

С использованием предлагаемого способа произведена оценка элементов залегания известного и прогнозируемого рудных тел рудной зоны Южная рассматриваемого месторождения (табл. 51), для которых при геологическом картировании этот параметр определяется крайне неуже-

Таблица 49

Моноэлементные и мультипликативные показатели асимметрии подвижности элементов рудных тел месторождения Школьное

рТ и ∠ падения	Ag			Sb			Pb		
	n	$\Pi^1_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$	n	$\Pi^1_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$	n	$\Pi^1_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$
$\frac{PT}{42^\circ}$	3	2.75 ± 0.38	$\frac{3.14}{2.45}$	3	2.12 ± 0.16	$\frac{1.3}{2.26}$	3	2.59 ± 0.47	$\frac{1.82}{2.45}$
$\frac{PT}{47^\circ}$	5	1.59 ± 0.13	$\frac{1.23}{2.45}$	8	1.86 ± 0.12	$\frac{1.8}{2.31}$	5	1.64 ± 0.21	$\frac{0.59}{2.57}$
$\frac{PT}{50^\circ}$	3	1.38 ± 0.10	$\frac{1.58}{2.36}$	2	1.73 ± 0.01	$\frac{1.89}{2.36}$	2	1.51 ± 0.08	$\frac{1.54}{2.57}$
$\frac{PT}{61^\circ}$	6	1.11 ± 0.13		7	1.20 ± 0.28		5	1.17 ± 0.21	
$\Delta \Pi^1_{AP}$		0.13			0.09			0.12	

Окончание таблицы 49

Cu			Sb×Ag			Sb×Ag×Pb			Sb×Ag×Pb×Cu		
n	$\Pi^1_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$	n	$\Pi^2_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$	n	$\Pi^3_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$	n	$\Pi^4_{AP} \pm S/\sqrt{n}$	$t_{фак}/t_{5\%}$
3	2.59 ± 0.47	$\frac{1.11}{2.45}$	3	5.9 ± 0.8	$\frac{3.45}{2.45}$	3	14.5 ± 0.5	$\frac{9.4}{2.45}$	3	35.6 ± 10.9	$\frac{2.50}{2.45}$
5	2.00 ± 0.26	$\frac{2.39}{2.36}$	5	3.05 ± 0.23	$\frac{2.96}{2.57}$	5	5.07 ± 0.88	$\frac{1.70}{2.57}$	5	8.41 ± 1.16	$\frac{3.21}{2.57}$
4	1.33 ± 0.12	$\frac{0.42}{2.31}$	2	2.34 ± 0.09	$\frac{4.14}{2.77}$	2	3.54 ± 0.32	$\frac{5.0}{2.77}$	2	4.24 ± 0.58	$\frac{3.09}{2.77}$
6	1.27 ± 0.08		4	1.47 ± 0.19		4	1.61 ± 0.19		4	2.11 ± 0.37	
	0.10			0.21			0.48			0.89	

Примечание. $\Delta \Pi_{AP} = \Pi^{\max}_{AP} / \Pi^{\min}_{AP} \times (\alpha_{\max} - \alpha_{\min})$ — среднее изменение значений Π^i_{AP} для интервала 42–61° при изменении угла падения на 1°.

Моноэлементные показатели асимметрии подвижности элементов для рудных тел 1 и 3

Элемент	Ag		Sb	Pb	Cu
РТ1 ∠ пад. 42°	S	0.66	0.277	0.81	0.81
	n	3	3	3	3
	П _{АП}	2.75	2.12	2.59	2.59
РТ1 ∠ пад. 61°	S	0.32	0.74	0.47	0.2
	n	6	7	5	6
	П _{АП}	1.11	1.20	1.17	1.27
	t _{фак}	4.0	2.9	2.78	2.75
	t _{5%}	2.36	2.36	2.36	2.36

ренно. Полученные данные позволили скорректировать направление геологоразведочных работ при изучении этих тел на глубину.

Изложенные выше материалы позволяют сделать вывод, что предлагаемый нами мультипликативный показатель асимметрии подвижности элементов является оптимальным геохимическим параметром условий залегания рудных залежей. По сравнению с известными геохимическими способами с использованием этого показателя возможна количественная оценка углов падения наклонных рудных тел; качественная идентификация оруденения крутого и субвертикального залегания более надежна.

7.4. Систематизация

золото-, серебросодержащих проявлений на геохимической основе

Формационная принадлежность месторождений, наряду с запасами, является одним из важных критериев его промышленной значимости. Достоверность прогноза формационного типа на начальных стадиях геохимических поисков во многом определяет правильный выбор значений коэффициента остаточной продуктивности k (разд. 7.2.2), а также эталонных объектов при определении уровня эрозии и протяженности оруденения на глубину (разд. 7.2.3). Все это в конечном итоге оказывает решающее значение на оценку масштаба прогнозируемого объекта. Очевидно, что такой прогноз должен опираться на систематизированный свод сведений о геохимических свойствах месторождений различной формационной принадлежности. В этом плане ограничимся рассмотрением гидротермальных месторождений зо-

лота и серебра, занимающим на Дальнем Востоке лидирующее положение в структуре запасов и прогнозных ресурсов. Эти месторождения характеризуются следующими особенностями:

- конвергентностью химического состава месторождений различного типа (формации), проявляющейся в качественной однородности спектра элементов, спутников золота (As, Pb, Zn, Cu, Mo, Sb, Bi, W, Hg);
- многообразием типов минерализации, наличием переходов к месторождениям других металлов (Sb, Pb, Zn, Hg и др.);
- наличием сложных взаимопереходов между родственными формационными типами, что обуславливает весьма тонкие их различия.

Этими особенностями определяется необходимость типизации золоторудных месторождений на количественной основе с использованием соотношений содержания главных и типоморфных компонентов руд. К сожалению, в существующих классификациях количественные геохимические характеристики используются не в полной мере. Так, при выделении крупных групп (формаций, субформаций) вулканогенных месторождений золота широкое применение находит золото–серебряное отношение [74, 75, 113, 146, 155, 190]. Однако более дробное деление таких объектов в рамках выделенных групп осуществляется по минералогическому признаку. Локальное значение имеет и теллур–селеновое отношение, которое используется некоторыми авторами [190] для выделения месторождений золото–теллуридного и золото–селенидного минеральных типов золото–серебряной формации.

В наибольшей степени количественные геохимические характеристики реализованы В.Г. Невструевым [249] при типизации

Таблица 51

Оценка углов падения рудных тел рудной зоны Южная

Интервал рудной зоны	Рудное тело (номер канавы, траншеи)	Ag×Sb			Угол и на- правление падения	Ag×Sb×Pb			Угол и на- правление падения	Среднее значение угла и на- правление падения
		1/λ		П _{АП}		1/λ		П _{АП}		
		северный эк- зоконтакт	южный эксо- контакт			северный эксо- контакт	южный эксо- контакт			
Цен- тральная часть	5 (тр. 6)	0.14	0.038	3.7	44° на С	0.010	0.016	6.3	45° на С	45° на С
	5 ^А (тр. 6)	0.085	0.03	2.8	48° на С	0.015	0.008	1.9	57° на С	52° на С
Восточная часть	5 ^А (к-82)	0.009	0.008	1.1	85° на Ю	0.0008	0.0011	1.4	75° на С	Субверти- кальное падение

золото–серебряных объектов. В качестве основного классификационного признака автор использует ряд мультипликативных коэффициентов (Au/Ag , $PbZnCuMo$, $PbZnCu$, $PbZn/Cu$, $PbZn/CuMo$, Ag/Cu , $AsSb$, $As+Sb-0.2Ag-0.5Cu$), которые позволяют оценить сульфидность руд и геологоструктурную позицию рассматриваемых месторождений. Вместе с тем, предлагаемая автором типизация не может являться полноценной основой при более детальном делении месторождений золота на уровне минерального (геохимического) типа в связи с недопустимо узким спектром анализируемых элементов (не рассматриваются Bi , W , Hg , Sn и др.) и недостаточно обоснованным выбором геохимических показателей, которые не позволяют дифференцировать некоторые распространенные типы проявлений золота (золото–кварцевые, золото–антимонитовые, золото–серебряные и др.).

В связи с явной недостаточностью геохимической информации нами проведена систематизация данных по 78 золото–, серебросодержащим проявлениям Дальнего Востока. Сбор сведений по этим объектам осуществлялся как при непосредственном проведении автором полевых работ, так и в фондохранилищах восьми экспедиций региона. По каждому такому объекту формировались выборки из 30 и более штучных или бороздовых проб, характеризующих продуктивные минеральные ассоциации. Далее рассчитывались средние кларки концентрации для одиннадцати ведущих элементов (Au , Ag , Pb , Zn , Cu , As , Bi , W , Sn , Mo , Sb), которые применялись при построении ранжированных геохимических рядов. Полученные таким образом усредненные геохимические характеристики использовались для расчетов различных геохимических показателей, по которым проводилось выделение формационных подразделений (таксонов). При этом руководствовались следующими основными положениями:

- таксоны классификации должны характеризоваться строго определенными интервалами значений варьирующего классификационного признака;
- границы между таксонами определяются при статистической обработке массива данных и должны иметь конкретные значения геохимического показателя.

Практическая реализация обозначенных положений осуществлялась с использованием способа классификации по плотности распределения.

Способ классификации характеристик и признаков по плотности распределения. В практике классификация, то есть процесс выделения в признаковом пространстве естественных классов (таксонов), нередко осуществляется интуитивно, на качественном, в лучшем случае полуколичественном, уровне. Следствием такого субъективного подхода является неоднозначность классификаций, нередко выделенные различными авторами классы (таксоны, типы, группы и т.п.) несопоставимы между собой, в некоторых случаях интервалы значений конкретной характеристики в соседних классах перекрывают друг друга (табл. 52).

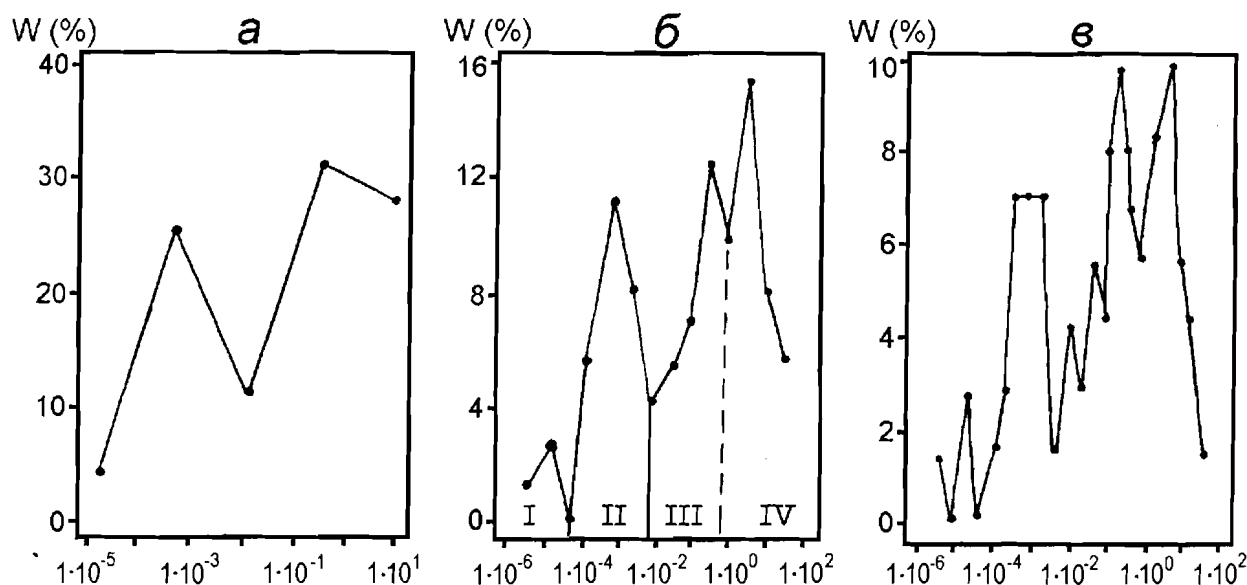
Вместе с тем, существуют и более строгие подходы к классификационным построениям. Одним из них является формальный способ, моделирующий функцию плотности распределения i -характеристики (признака) в пространстве наблюдений. Практическая реализация этого способа осуществляется путем построения гистограмм распределения с последующим ее разложением на локальные составляющие (классы, таксоны, группы, типы) по максимумам частоты встречаемости i -характеристики на шкале ее интервалов.

Основными параметрами при построении таких гистограмм являются тип шкалы, способ задачи интервалов и границы значений i -характеристики. Первые два параметра определяются в основном законом распределения характеристики (нормальный, логнормальный), последний — объемом массива данных и поставленными задачами.

Для широко используемого в практике геохимических поисков логарифмического распределения облик графика в координатах $W-X_i$ (W и X_i — соответственно частота встречаемости и среднегеометрическое значение характеристики на i -том интервале) определяется не только природными закономерностями, но и количеством выбранных интервалов (I) и соответственно межинтервальной кратностью (K_p). Последняя величина в каждом конкретном случае является постоянным параметром, характеризующим шаг интервала:

Примеры выделения формационных подразделений вулканогенных золото–серебряных месторождений различными авторами

Месторождения, субформации, геохимические типы	Интервалы значений Au/Ag	Источник данных
	1×10^{-3} 1×10^{-2} 1×10^{-1} 1×10^0 1×10^1	
Золотой с серебром Серебро–золотой Золото–серебряный Серебряный с золотом		Хомич и др., 1985 [190]
Золотые Золото–серебряные Серебряные		Сидоров, Константинов, 1989 [155]
Золото–теллуристый Золотой Золото–серебряный		Константинов, 1977, 1984 [74, 75]
Золотая с серебром Золото–серебряная Серебряная с золотом		Рожков, 1971 [146]

Рис. 55. Графики распределения золото–серебряного отношения с различными значениями величины I :

а — $I=5$; б — $I=14$ (проявления: I — собственно серебряные, II — серебряные с золотом, III — золото–серебряные, IV — золотые); в — $I=24$.

$$K_p = X_i / X_{i+1}, \quad (22)$$

где X_i и X_{i+1} — среднеинтервальные значения величины X на соседних интервалах.

Зависимость функции плотности распределения от величины I и K_p проиллюстрируем на примере золото–серебряного отношения (рис. 55). Как видно из рисунка, при малом количестве интервалов (I менее 10) графики имеют одно- или двухмодальный облик (рис. 55, а) и характеризуются относительно плавным изменением значений W при высокой их общей дисперсии

(рис. 56). При большом количестве интервалов график приобретает пилообразную форму (рис. 55, в). Флюктуации величины W в этом варианте имеют случайный бессистемный характер, дисперсия значений W относительно невысока (рис. 56). Устойчивые, то есть характеризующиеся не менее чем двумя точками, экстремумы W выделяются при средних значениях K_p и I (рис. 55, б). Логично предположить, что именно такие устойчивые максимумы отражают естественные классы (таксоны, группы и т.п.), а минимумы — граничные

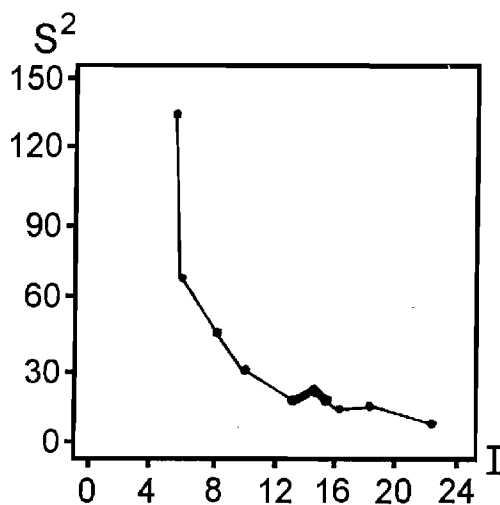


Рис. 56. Зависимость значений дисперсии золото-серебряного отношения от количества интервалов I .

Жирной линией на графике обозначены оптимальные значения величины I для выделения естественного распределения характеристики.

значения между ними. Такие оптимальные для классификационных построений распределения W по интервалам золото-серебряного отношения располагаются на перегибе графика S^2-I ($I=13-15$) и характеризуют диапазон стабилизации значений S^2 (рис. 56).

На основе анализа серии графиков $W-I$ более десяти различных характеристик установлены следующие критерии выделения оптимальных значений величин I и K_p :

1. Эти значения соответствуют перегибу графика S^2-I , аналогично вышеприведен-

ному на рис. 56.

2. Они определяются градиентом изменения i -характеристики (G), что отражается следующими зависимостями (рис. 57, 58):

$$K_p = \text{antln}(0.057 \ln G + 0.194), \quad (21)$$

$$I = \text{antln}(0.024 \ln G + 2.28). \quad (22)$$

На основе установленных закономерностей предлагается следующий алгоритм классификации характеристик и признаков:

1. Определение G из соотношения максимального и минимального значения i -характеристики.

2. Расчет оптимальных значений I и K_p по (21) и (22).

3. Определение граничных значений X между интервалами

$$X_i = X_{\min} \times K_p^i. \quad (23)$$

4. Расчет величины W :

$$W = N_i / N_0 \times 100\%, \quad (24)$$

где N_i и N_0 — количество наблюдений на конкретном интервале значений характеристики и общее количество наблюдений.

5. Построение гистограммы распределения характеристики в пространстве наблюдений.

6. Выделение по гистограммам естественных классов, таксонов или групп.

Результаты апробации предлагаемого способа свидетельствуют о том, что с его использованием возможна оперативная и

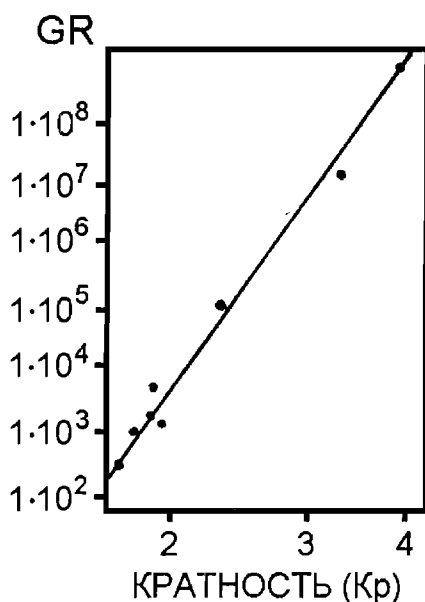


Рис. 57. Зависимость значений кратности от градиента i -характеристики.

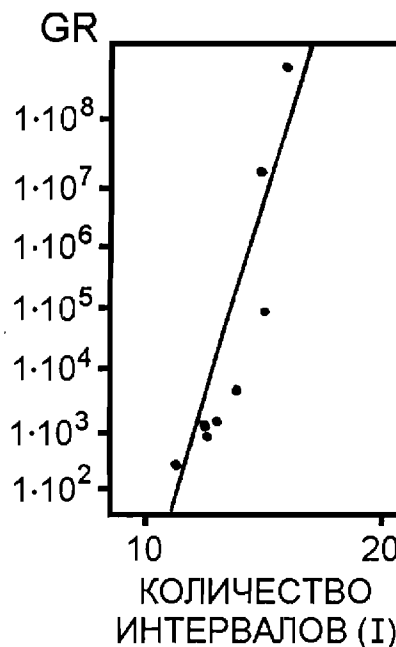


Рис. 58. Зависимость количества интервалов от градиента i -характеристики.

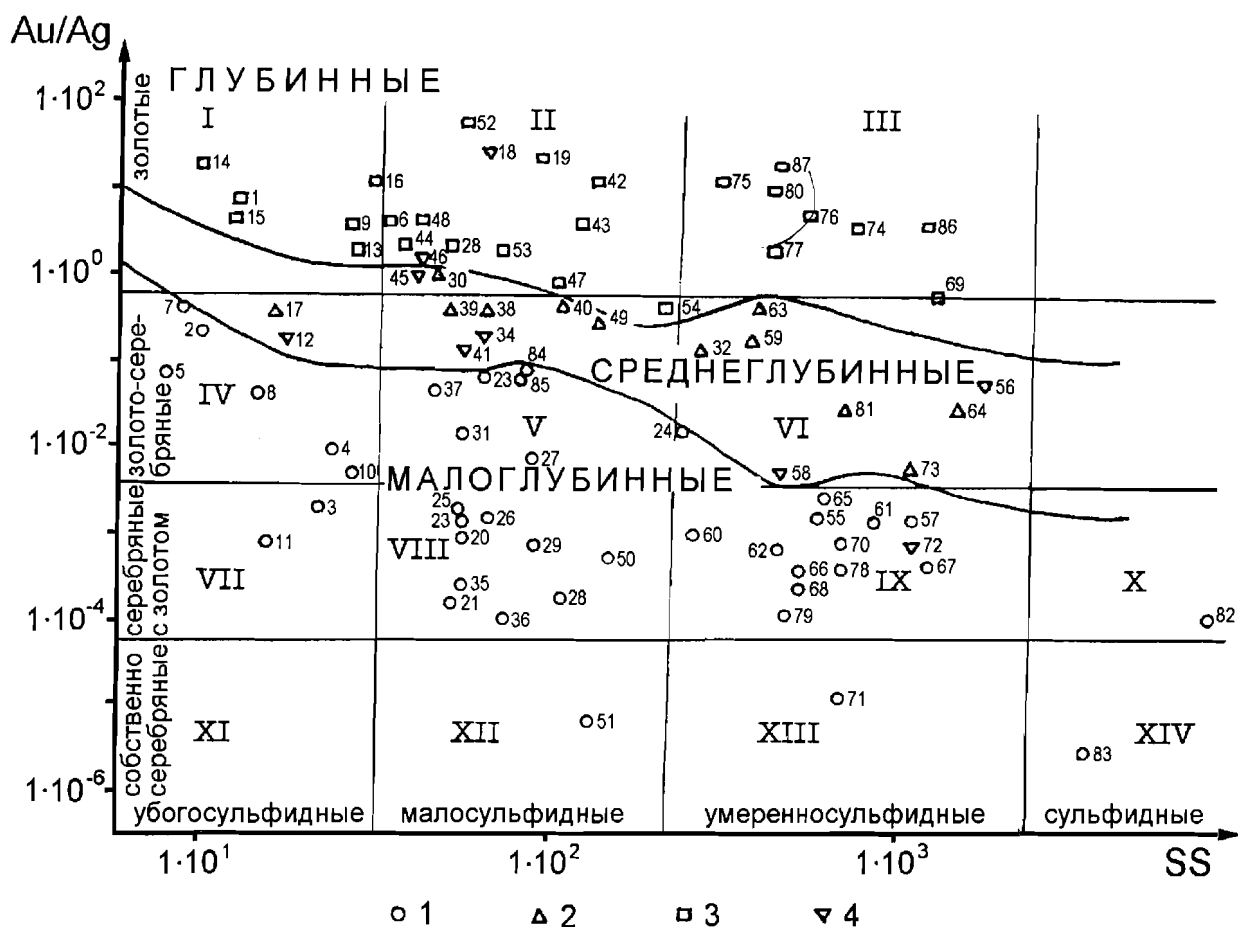


Рис. 59. Распределение золото-, серебросодержащих проявлений Дальнего Востока в геохимических координатах:

1-4 — группы проявлений: 1 — малоглубинные, 2 — среднеглубинные, 3 — глубинные, 4 — неясного генезиса. Малоглубинные проявления: 2 — Пепенвеем, 3 — Сладкий, 4 — Горный, 5 — Колхида, 7 — Кубака, 8 — Красный, 10 — Утесное, 11 — Кулон, 20 — Иреганджа-1, 21 — Оранжевый, 24 — Поздний, 25 — Теркенеи, 26 — Кандычан, 27 — Фурор, 28 — Угрюмый-2, 29 — Аттыхан, 31 — Нявленга, 33 — Угрюмый-1, 35 — Нярка, 36 — Роговушка, 37 — Жильный, 50 — Кари, 51 — Сорукан, 55 — Улахан-6, 57 — Озерный, 60 — Шах, 61 — Северо-Западный, 62 — Чингичек-1, 65 — Гольцовое, 66 — Гок, 67 — Живописный, 68 — Гайчан, 70 — Валун (Ag), 71 — Хаканзя, 82 — Ирвиней, 83 — Мерзлый, 84 — Покровское. Среднеглубинные проявления: 17 — Прогнозное, 30 — Ардок-1, 32 — Березовый, 38 — Бамское (1), 39 — Бамское (2), 40 — Бамское (3), 49 — Скалистое, 59 — Тенгели, 63 — Осадочный, 64 — Ардок-2, 73 — Метелица, 81 — Инкан. Глубинные проявления: 1 — Школьное, 6 — Утинка, 9 — Светлое, 13 — Сивагли, 14 — Кировское, 15 — Ледяное, 16 — Колчеданный Утес (1), — Кэнкэрэн, 28 — Угрюмый-2, 42 — Унгличкан (Au), 43 — Сагурское, 44 — Рыбкинское, 47 — Лужки, 48 — Кировское, 52 — Колчеданный Утес (2), 53 — Ерничный, 54 — Доминикан, 69 — Валун (Au), 74 — Халали, 75 — Унгличкан (AuW), 76 — Ясное, 77 — Дактуй, 80 — Маломыр. Проявления неясного генезиса: 12 — Дес-1, 18 — Тоопчан, 34 — Неожиданный, 41 — Дес-2, 45 — Пионерское, 46 — Бахмут, 56 — Улахан-7, 58 — Лесной, 72 — Хета.

корректная классификация не только геохимических (содержания, кларки химических элементов, площади аномалий и т.д.), но и генетических (площади разноранговых рудогенных систем и уровни концентраций элементов в них), геофизических (ΔT , Δg) и прочих параметрических характеристик.

На основе изложенного выше способа с использованием варьирующих геохимических показателей выделены следующие

иерархические уровни формационных подразделений: группы — семейства, ряды — типы.

Группы характеризуют наиболее крупные сообщества проявлений золота и по своему смысловому содержанию соответствуют рудным формациям, различающимся по условиям глубинности рудообразования [134]. Вслед за Н.В. Петровской и др. [134] нами выделяются три группы: месторождения малых, средних и больших глу-

бин. Такая дифференциация проявлений проводилась в координатах Au/Ag—SS (рис. 59), где SS — коэффициент сульфидности, представляющий собой сумму содержаний сульфидообразующих элементов Pb, Zn, Mo, Bi, Cu, As, Sb.

Как видно из диаграммы (рис. 59), все проявления, относимые по комплексу геологических признаков к плутоногенным, то есть сформировавшимся в условиях больших глубин, характеризуются повышенной золотоносностью, преимущественно малосульфидны и соответственно расположены в верхней части рисунка. В нижней части диаграммы обособились близповерхностные проявления, в основном связанные с вулканогенными образованиями. Они характеризуются повышенной сереброносностью и широким диапазоном сульфидности руд. В средней части рисунка выделяется полоса, в которой находятся объекты перивулканической зоны вулканогенных поясов, а также пространственно приуроченные к субвулканическим интрузиям. Здесь же расположены проявления неясного генезиса. Все они относятся нами к группе среднеглубинных.

Семейства объединяют проявления по уровню содержаний сульфидов. По этому признаку Н.В. Петровской выделяются убогосульфидные (сульфидов менее 1%), малосульфидные (1–5%) и умеренносульфидные (более 15–20%) руды. Сульфидность проявлений отчетливо выражается в значениях коэффициента сульфидности SS. По этому показателю убого-, малосульфидные руды характеризуются значениями SS менее $225 \times 10^{-3}\%$, умеренносульфидные — более $225 \times 10^{-3}\%$ (рис. 60, а).

Геохимический ряд отражает общие свойства геохимически родственных сообществ месторождений. Эти свойства проявляются в устойчиво повышенных содержаниях одного или нескольких «сквозных» для конкретного ряда элементов. Уровень концентраций этих элементов определяется сульфидностью руд и составляет для убого-, малосульфидных проявлений 3–100 КК, для умеренносульфидных достигает сотен и тысяч кларков. С использованием показателей вида Pb/As (рис. 60, б), As/W, Sb/W, Pb×Cu/Mo×As выделено восемь рядов, занимающих вполне определенные позиции в рас-

смотренных выше группах (табл. 53). Так, к малоглубинным относятся проявления молибден–мышьякового, сурьмяно–мышьякового и убого-, малосульфидного полиметаллического ряда (Pm_1); умеренносульфидный полиметаллический ряд (Pm_2) представлен проявлениями малых и средних глубин, мышьяк–полиметаллический — преимущественно среднеглубинными объектами; проявления больших глубин характеризуются мышьяковым, вольфрамовым и железистым рядом.

Геохимический тип отражает частные особенности проявлений в рамках выделенных геохимических рядов. Фактически он является геохимическим эквивалентом продуктивных минеральных ассоциаций и соответствующих им минеральных типов. В качестве классификационных признаков использовались все показатели, применяемые при выделении более крупных формационных таксонов, в том числе и золото–серебряное отношение (рис. 55), а также три дополнительных коэффициента вида Ag/Bi, Sn/Bi, Ag/Sn. Всего в изученном массиве данных выделено 24 типа собственно золотых и серебряных проявлений и 5 типов золото-, серебросодержащих.

Их обозначение производилось с учетом уровня содержаний типоморфных элементов–спутников. Так, для проявлений умеренносульфидного семейства такие элементы по кларку концентрации сопоставимы с золотом и серебром. В этом случае они непосредственно фигурируют в названии типа. Например, AgBiPm — се-

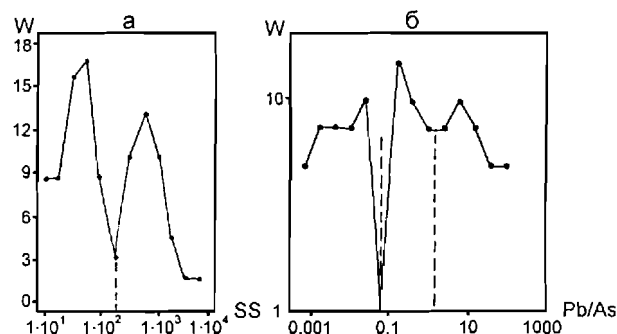


Рис. 60. Примеры выделения групп проявлений на уровне семейства (а), геохимического ряда (б):

а — семейства проявлений: I — убого-, малосульфидные, II — умеренно сульфидные; б — геохимические ряды: I — мышьяковый, II — мышьяк–полиметаллический (Pm_2), III — полиметаллический

Таблица 53

Геохимическая систематизация золото-, серебросодержащих проявлений Дальнего Востока

Группа	Семейства	Геохимический ряд	Геохимический тип	Кол-во проявлений	Формация, тип по предшественникам	Геохимический спектр (в знаменателе КК)	Примеры проявлений
Больших глубин	Мало-, умеренно-сульфидные	Мышьяковый	AuAs	11	Золото-кварцевая, арсенопиритовый	$\begin{array}{cccccccccccc} \text{Au} & \text{As} & \text{Ag} & \text{Sb} & \text{W} & \text{Bi} & \text{Mo} & \text{Cu} & \text{Pb} \\ 14782 & 987 & 65 & 45 & 18 & 4.7 & 2.8 & 2.6 & 1.6 \\ \hline \text{Sn} & \text{Zn} \\ 1.2 & 0.9 \end{array}$	Кэнкэрэн, Токур, Маломыр и др.
			AuWAs	1	Золото-вольфрамовая	$\begin{array}{cccccccc} \text{Au} & \text{W} & \text{As} & \text{Sb} & \text{Mo} & \text{Cu} & \text{Ag} & \text{Pb} \\ 2793 & 2010 & 1320 & 894 & 6.0 & 4.5 & 4.3 & 2.3 \\ \hline \text{Bi, Sn, Zn} \\ 1.0 \end{array}$	Унгличikan
			SnAs(Ag)	1	Касситерит-кварцевая	$\begin{array}{cccccccc} \text{Sn} & \text{As} & \text{W} & \text{Bi} & \text{Ag} & \text{Cu} & \text{Mo} & \text{Zn} \\ 2230 & 1238 & 54 & 26 & 16 & 5.7 & 3.7 & 1.6 \\ \hline \text{Au, Sb} & \text{Pb} \\ 1.0 & 0.6 \end{array}$	Иультин
		Железистый	AuFe	8	Золото-кварцевая, пиритовый	$\begin{array}{ccccccccccc} \text{Au} & \text{Ag} & \text{Bi} & \text{W} & \text{As} & \text{Cu} & \text{Mo} & \text{Pb} & \text{Zn} \\ 5195 & 118 & 20 & 9.1 & 8.2 & 6.3 & 4.8 & 3.3 & 1.4 \\ \hline \text{Sn, Sb} \\ 1.2 \end{array}$	Колчеданный Утес, Ледяное и др.
		Вольфрамовый	Au[W]	2	Золото-кварцевая	$\begin{array}{ccccccccccc} \text{Au} & \text{W} & \text{Mo} & \text{Bi} & \text{Ag} & \text{Pb} & \text{As} & \text{Cu} & \text{Sn, Sb} \\ 3370 & 88 & 38 & 27 & 18 & 9.9 & 8.9 & 6.5 & 1.5 \\ \hline \text{Zn} \\ 0.6 \end{array}$	Кировское (центр), Ерничное
Средних глубин	Малосульфидные		AuAg[W]	3	Золото-кварцевая	$\begin{array}{ccccccccccc} \text{Au} & \text{W} & \text{Ag} & \text{Cu} & \text{Mo} & \text{Pb} & \text{As} & \text{Bi} & \text{Sb} \\ 4020 & 176 & 167 & 24 & 21 & 8.3 & 8.0 & 6.6 & 3.7 \\ \hline \text{Sn} & \text{Zn} \\ 0.5 & 0.4 \end{array}$	Бамское

Продолжение таблицы 53

Группа	Семейства	Геохимический ряд	Геохимический тип	Кол-во проявлений	Формация, тип по предшественникам	Геохимический спектр (в знаменателе КК)	Примеры проявлений
Средних глубин	Умеренно-сульфидные	Мышьяк-полиметаллический	AuAsPm	1	Золото-кварц-сульфидная	$\begin{array}{cccccccc} \text{Au} & \text{As} & \text{Zn} & \text{Bi} & \text{Pb} & \text{Sb} & \text{Cu} & \text{W} & \text{Mo} \\ 1735 & 354 & 53 & 38 & 35 & 32 & 27 & 16 & 10 \\ \hline \text{Ag} & \text{Sn} & & & & & & & \\ 6.0 & 1.8 & & & & & & & \end{array}$	Ясное
			AuAgAsPm	5	Золото-кварц-сульфидная	$\begin{array}{cccccccc} \text{Au} & \text{As} & \text{Ag} & \text{Pb} & \text{Bi} & \text{Cu} & \text{Zn} & \text{Sb} \\ 12397 & 3803 & 2133 & 198 & 49 & 26 & 14 & 7.7 \\ \hline \text{Sn} & \text{Mo} & \text{W} & & & & & \\ 3.3 & 2.6 & 1.0 & & & & & \end{array}$	Тенгкели, Березовый и др.
			AuBiAsPm	3	Золото-редкометалльная	$\begin{array}{cccccccc} \text{Au} & \text{Bi} & \text{Ag} & \text{As} & \text{Mo} & \text{Cu} & \text{Pb} & \text{Zn} \\ 72295 & 13040 & 659 & 21 & 7.2 & 2.8 & 2.6 & 1.2 \\ \hline \text{Sn} & \text{W, Sb} & & & & & & \\ 1.1 & 1.0 & & & & & & \end{array}$	Халали, Валун (Au)
		Полиметаллический	AuAgPm	4	Золото-серебряный золото-сфалерит-галенитовый	$\begin{array}{cccccccc} \text{Au} & \text{Ag} & \text{As} & \text{Pb} & \text{Zn} & \text{Cu} & \text{Mo} & \text{Bi} \\ 7904 & 2707 & 710 & 384 & 35 & 6.4 & 4.2 & 2.0 \\ \hline \text{Sn} & \text{Sb} & \text{W} & & & & & \\ 1.7 & 1.5 & 1.0 & & & & & \end{array}$	Улахан (РТ 7), Поздний и др.
			AuSnPm	1	Золото-оловянная	$\begin{array}{ccccccc} \text{Au} & & \text{Sn} & & \text{Pb, Zn, Cu}^1 & & \\ 300 - 20000 & & 300 - 1500 & & 10 - 100 & & \end{array}$	
			AgSnPm	2	Серебро-оловянная	$\begin{array}{cccccccc} \text{Ag} & \text{Pb} & \text{Sn} & \text{As} & \text{Zn} & \text{Cu} & \text{Au} & \text{Sb} \\ 5350 & 968 & 880 & 825 & 355 & 280 & 101 & 17 \\ \hline \text{Bi} & \text{Mo, W} & & & & & & \\ 16 & 1.0 & & & & & & \end{array}$	Хета, Ирвиней
			SnPm(Ag)	2	Касситерит-сульфидная	$\begin{array}{cccccccc} \text{Sn} & \text{Ag} & \text{As} & \text{Cu} & \text{Sb} & \text{Pb, Bi} & \text{Zn} & \text{Mo} \\ 960 & 327 & 127 & 94 & 40 & 32 & 27 & 13 \\ \hline \text{W} & \text{Au} & & & & & & \\ 8.0 & 1.0 & & & & & & \end{array}$	Кумусун, Сорукан

Продолжение таблицы 53

Группа	Семейства	Геохимический ряд	Геохимический тип	Кол-во проявлений	Формация, тип по предшественникам	Геохимический спектр (в знаменателе $\overline{KK}$)	Примеры проявлений
Средних глубин	Умеренно-сульфидные	Полиметаллический	Sn(Ag)	5	Касситерит-силикатная	$\frac{\text{Sn}}{8617} \quad \frac{\text{As}}{89} \quad \frac{\text{Ag}}{72} \quad \frac{\text{W}}{27} \quad \frac{\text{Zn}}{12} \quad \frac{\text{Cu}}{8.2} \quad \frac{\text{Pb}}{6.3} \quad \frac{\text{Au}}{2.0} \quad \frac{\text{Bi}}{1.8}$ $\frac{\text{Mo}}{1.2} \quad \frac{\text{Sb}}{1.0}$	Кандычан, Кари и др.
Малых глубин			AgBiPm	1	Серебро-редкометалльная	$\frac{\text{Ag}}{4651} \quad \frac{\text{Bi}}{770} \quad \frac{\text{Au}}{237} \quad \frac{\text{Mo}}{218} \quad \frac{\text{Pb}}{217} \quad \frac{\text{W}}{133} \quad \frac{\text{Zn}}{38} \quad \frac{\text{As}}{7}$ $\frac{\text{Sn, Sb}}{1.0}$	Валун (Ag)
			AgPm	10	Серебро-полиметаллическая	$\frac{\text{Ag}}{9590} \quad \frac{\text{Au}}{410} \quad \frac{\text{As}}{287} \quad \frac{\text{Pb}}{110} \quad \frac{\text{Bi}}{106} \quad \frac{\text{Cu}}{49} \quad \frac{\text{Zn}}{37} \quad \frac{\text{Sn}}{18}$ $\frac{\text{Mo}}{7.4} \quad \frac{\text{Sb}}{5.0} \quad \frac{\text{W}}{1.4}$	Улахан (РТ 6), Гайчан и др.
			AgSbPm	1	Золото-серебряная, прустит-пираргиритовый	$\frac{\text{Ag}}{14000} \quad \frac{\text{Sb}}{16500} \quad \frac{\text{Cu}}{1000} \quad \frac{\text{As}}{700} \quad \frac{\text{Pb}}{600} \quad \frac{\text{Au}}{24} \quad \frac{\text{Zn}}{20} \quad \frac{\text{Bi}}{14}$ $\frac{\text{Mo}}{10} \quad \frac{\text{Sn}}{1.9} \quad \frac{\text{W}}{1.0}$	Мерзлый
Сурьма-мышьяковый		AuAgSbAs Pm	2	Золото-антимонитовая	$\frac{\text{Sb}}{3894} \quad \frac{\text{Ag}}{2298} \quad \frac{\text{Au}}{2010} \quad \frac{\text{As}}{992} \quad \frac{\text{Pb}}{112} \quad \frac{\text{Cu}}{23} \quad \frac{\text{Zn}}{22} \quad \frac{\text{Bi}}{11}$ $\frac{\text{Mo}}{5.2} \quad \frac{\text{Sn}}{2.1} \quad \frac{\text{W}}{1.0}$	Инкан, Лесной	
		AuSbAsPm	1	Золото-антимонитовая	$\frac{\text{Au}}{>1000} \quad \frac{\text{As, Ag, Sb}}{100-1000} \quad \frac{\text{Pb, Bi, W}}{10-100} \quad \frac{\text{Cu}}{1-10}^2$		
		AuHgSbAs		Золото-ртутная	$\frac{\text{Au}}{300-30000} \quad \frac{\text{Hg, Sb}}{100-10000} \quad \frac{\text{As, Ag}}{10-100}$ $\frac{\text{Pb, Zn, Sn, Cu, Bi, W}}{<10}^3$		

Группа	Семейства	Геохимический ряд	Геохимический тип	Кол-во проявлений	Формация, тип по предшественникам	Геохимический спектр (в знаменателе КК)	Примеры проявлений
Малых глубин	Умеренно-сульфидные	Сурьмя-мышьяковый	SbAs(Au)		Сурьмяная	$\frac{\text{Sb}}{21667} \frac{\text{As}}{917} \frac{\text{Au}}{133} \frac{\text{Mo}}{9.3} \frac{\text{W}}{6.7} \frac{\text{Ag}}{2.3} \frac{\text{Cu}}{1.0} \frac{\text{Sn}}{0.3} \frac{\text{Bi}}{0.3}$ $\frac{\text{Pb}}{0.2}$	Ленинское
			HgSbAs(Au)			$\frac{\text{Hg}}{>1000} \frac{\text{Sb, As}}{100-1000} \frac{\text{Au}}{10-100}$ $\frac{\text{Ag, Pb, Zn, Sn, Cu, Bi, W}^4}{<10}$	
Убogo-, малосульфидные		Молибден-мышьяковый	Ag[MoAs]	7	Золото-серебряная, золото-аргентитовый	$\frac{\text{Ag}}{2573} \frac{\text{Au}}{194} \frac{\text{As}}{317} \frac{\text{Mo}}{14} \frac{\text{Zn}}{2.1} \frac{\text{Pb, Sb}}{1.9} \frac{\text{Cu, Sn}}{1.7}$ $\frac{\text{W, Bi}}{1.0}$	Теркеней, Утесное и др.
			AuAg[MoAs]	3	Золото-серебряная, золото-аргентитовый	$\frac{\text{Au}}{3288} \frac{\text{Ag}}{1814} \frac{\text{As}}{37} \frac{\text{Mo}}{6.7} \frac{\text{Sb}}{2.0} \frac{\text{Cu}}{1.7} \frac{\text{Sn}}{1.4}$ $\frac{\text{Bi, Zn, W}}{1.0}$	Кубака, Колхида и др.
			AuAg[SbMoAs]	1	Золото-серебряная	$\frac{\text{Au}}{4100} \frac{\text{Sb}}{1835} \frac{\text{As}}{219} \frac{\text{Mo}}{185} \frac{\text{W}}{13} \frac{\text{Cu}}{1.3} \frac{\text{Zn}}{1.1} \frac{\text{Pb}}{1.0}$ $\frac{\text{Pb}}{0.5} \frac{\text{Bi}}{0.4} \frac{\text{Sn}}{0.3}$	Покровское
			AuAg[WMoAs]	1	Золото-серебряная	$\frac{\text{Au}}{1885} \frac{\text{Ag}}{96} \frac{\text{Mo}}{26} \frac{\text{As}}{21} \frac{\text{W}}{12} \frac{\text{Cu}}{2.0} \frac{\text{Pb}}{1.6} \frac{\text{Bi, Sb}}{1.0} \frac{\text{Zn}}{0.6}$	Прогнозное
			Ag[PbMoAs]	2	Золото-серебряная, родонит-родохрозитовый	$\frac{\text{Au}}{6607} \frac{\text{Ag}}{2316} \frac{\text{Pb}}{16} \frac{\text{As}}{7.0} \frac{\text{Mo}}{5.8} \frac{\text{W}}{3.4} \frac{\text{Zn}}{3.3} \frac{\text{Sn}}{3.1}$ $\frac{\text{Bi, W, Sb}}{1.5} \frac{\text{Cu}}{1.0}$	Неожиданный, Угрюмый-1

Окончание таблицы 53

Группа	Семейства	Геохимический ряд	Геохимический тип	Кол-во проявлений	Формация, тип по предшественникам	Геохимический спектр (в знаменателе $\overline{KK}$)	Примеры проявлений																																
Малых глубин	Убого-, малосульфидные	Полиметаллический	Au Ag [Cu Mo As]	5	Золото-серебряная, пирит-сульфоантимонитовый	<table><tr><td>Au</td><td>Ag</td><td>As</td><td>Mo</td><td>Cu</td><td>Pb</td><td>Bi</td><td>Sn</td></tr><tr><td>21585</td><td>8753</td><td>22</td><td>13</td><td>8.4</td><td>5.3</td><td>3.0</td><td>2.6</td></tr><tr><td>Sb, Zn</td><td>W</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr><tr><td>1.5</td><td>1.0</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr></table>	Au	Ag	As	Mo	Cu	Pb	Bi	Sn	21585	8753	22	13	8.4	5.3	3.0	2.6	Sb, Zn	W							1.5	1.0							Карамкен, Нявленга, Жильный и др.
			Au	Ag	As	Mo	Cu	Pb	Bi	Sn																													
21585	8753	22	13	8.4	5.3	3.0	2.6																																
Sb, Zn	W																																						
1.5	1.0																																						
			Au Ag [Cu Pb As]	3	Золото-серебряная, золото-аргентитовый	<table><tr><td>Au</td><td>Ag</td><td>As</td><td>Cu</td><td>Pb</td><td>Sn</td><td>Zn</td></tr><tr><td>106019</td><td>21932</td><td>17</td><td>16</td><td>9.4</td><td>3.6</td><td>3.0</td></tr><tr><td>Mo</td><td>Bi, W, Sb</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr><tr><td>2.8</td><td>1.0</td><td></td><td></td><td></td><td></td><td></td></tr></table>	Au	Ag	As	Cu	Pb	Sn	Zn	106019	21932	17	16	9.4	3.6	3.0	Mo	Bi, W, Sb						2.8	1.0						Валунистый и др.				
Au	Ag	As	Cu	Pb	Sn	Zn																																	
106019	21932	17	16	9.4	3.6	3.0																																	
Mo	Bi, W, Sb																																						
2.8	1.0																																						

Примечание. В столбце «Геохимический тип» в квадратные скобки заключены элементы, определяющие геохимическую специализацию убогосульфидных проявлений; золото и серебро в круглых скобках обозначает повышенные содержания этих элементов в месторождениях других металлов. По данным Н.С. Остапенко (1), Ю.В. Николаева (2), В.А. Степанова и В.Г. Моисеенко (3, 4).

Идентификация золото-, серебросодержащих проявлений по геохимическим данным

Группы проявлений	Номер секции на рис. 57	Геохимический тип	Индикаторные значения коэффициентов формационной принадлежности						
			Pb/As	As/W	Ag/Bi	Sb/W	Sn/Bi	$\frac{Pb \times Cu}{Mo \times As}$	Ag/Sn
Золотые убого-, малосульфидные	I, II	Au[W] AuAs AuFe	>0.08 <0.08 >0.08	<0.7 >0.7					
Золотые умеренно-сульфидные	III	AuWAs AuAsPm AuBiPm AuSbAsPm AuSnPm AuHgSbAs	<0.08 0.08–1 >0.8 0.08–2 >1 <0.08	<2 >2	>0.7; <0.7 <0.7 >1		>1 <0.01		
Золото-серебряные убого-, малосульфидные	IV, V	AuAg[SbMoAs] AuAg[MoAs] AuAg[WMoAs] AuAg[CuMoAs] AuAg[CuPbAs] AuAg[W]				>10 0.08–1 0.01–0.08 0.01–0.1 0.01–0.1 <0.01		<10 <10 <10 10–100 >100 >10	
Золото-серебряные умеренно-сульфидные	VI	AuAgPm AuAgAsPm AuAgSbAsPm	>1 0.08–1 0.08–1			<10 >100			
Серебряные убого-, малосульфидные	VII, VIII, XI, XII	Ag[MoAs] Ag[PbMoAs]						<10 >50	
Серебряные, умеренно-сульфидные	IX, X, XIII, XIV	AgSbPm AgPm AgSnPm SnPm(Ag)				>100 <10			>5 >5 0.05–0.5 0.002–0.05
Оловянные серебросодержащие		Sn(Ag)							<0.002

Примечание. В каждой группе первым используется коэффициент, по которому приведены значения для всех геохимических типов группы.

ребро-висмут-полиметаллический тип и т.д. Для убого-, малосульфидных проявлений по содержанию эти элементы резко отличаются от главных компонентов руд (Au и Ag), отражая их геохимическую специализацию. В этом варианте типоморфные элементы заключены в квадратные скобки и обозначаются словом «специализация». Например, AuAg[MoAs] — золото-серебряный тип молибден-мышьяковой специализации.

Результаты систематизации золото-, серебросодержащих проявлений Дальнего Востока приведены в табл. 53, а критические значения геохимических параметров, характеризующих конкретные геохимические типы, — в табл. 54.

Рассмотрим закономерности изменения геохимических характеристик на всех выделенных уровнях подразделений. На

уровне геохимического типа воспользуемся усредненными данными табл. 53. В качестве характеристики геохимического ряда используем средние значения КК, рассчитанные по сумме входящих в него геохимических типов. Оценку средних параметров групп произведем по совокупности усредненных данных соответствующих геохимических рядов. Сравнение полученных таким образом усредненных характеристик групп и рядов (табл. 55, 56) проводилось с использованием способа оценки относительной концентрации элементов в выборках, предложенного Н.Н. Сочевановым, Е.К. Гореловой [178] для определения зональности оруденения.

Как видно из табл. 56, на уровне групп от поверхности на глубину смена геохимических ассоциаций происходит в полном соответствии с универсальным рядом зо-

Таблица 55

Определение зональности золото-, серебросодержащих проявлений на уровне групп

Группы	Геохимический тип	Au	Ag	Bi	Mo	Cu	Zn
Больших глубин	AuAs	14782	66	4.7	2.8	2.6	0.9
	AuAsW	2793	4.3	1.0	6.0	4.6	1.0
	AuFe	5194	118	20	4.8	6.3	1.4
	Au[W]	3369	17	27	38	6.5	0.6
	Среднее	6534	51	13	13	5.0	0.9
	НОРМИРОВАНИЕ	0.1516	0.0061	0.0102	0.0976	0.0397	0.0166
	ДВОЙНОЕ НОРМИРОВАНИЕ	0.4226	0.0172	0.0286	0.2721	0.1108	0.0463
Средних глубин	AuAsPm	1735	6.0	38	10	27.0	53
	AgSnPm	100	5350	16	1.0	280	354
	AuAgPm	7903	2707	2.0	4.1	6.4	35
	AuAg[W]	4020	167	6.6	21	24	0.40
	AuSnPm	2500	30	3.0	3.0	3.0	30
	AuBiAsPm	72294	659	13039	7.2	2.8	1.2
	AuAgAsPm	12396	2132	48	2.6	25	13
	Среднее	14421	1578	1879	6.9	52	69
	НОРМИРОВАНИЕ	0.4209	0.0822	0.9513	0.1421	0.3324	0.8452
	ДВОЙНОЕ НОРМИРОВАНИЕ	0.0841	0.0164	0.190	0.0284	0.0664	0.1689
Малых глубин	AgPm	409	8589	106	7.4	49	37
	AgSbPm	24	140000	14	10	1000	20
	AgBiPm	237	4651	770	217	3.6	37
	AuAgSbAsPm	2010	2297	10	5.1	23	22
	AuAg[WMoAs]	1885	96	1.0	26	2.0	0.5
	AuAg[SbMoAs]	4100	185	0.38	13	1.3	1.1
	AuAg[MoAs]	3288	1813	1.0	6.7	1.7	1.0
	Ag[MoAs]	194	2573	0.95	13	1.7	2.2
	Ag[PbMoAs]	6607	2315	1.5	5.7	3.2	3.5
	AuAg[CuMoAs]	21585	8752	3.00	12	8.4	1.5
	AuAg[CuPbAs]	106019	21932	1.0	2.8	16	3.0
	Среднее	13305	17564	82	29	100	11
	НОРМИРОВАНИЕ	0.3883	0.9150	0.0418	0.5933	0.6360	0.1432
	ДВОЙНОЕ НОРМИРОВАНИЕ	0.0950	0.2239	0.0102	0.1452	0.1556	0.0350

Окончание таблицы 55

Группы	Геохимический тип	Pb	As	W	Sn	Sb
Больших глубин	AuAs	1.6	987	17	1.2	45
	AuAsW	2.3	1320	2010	1.0	894
	AuFe	3.3	8.2	9.1	1.2	1.2
	Au[W]	9.9	8.8	87	1.5	1.5
	Среднее	4.2	581	531	1.2	235
	НОРМИРОВАНИЕ	0.0099	0.0050	0.0159	0.0052	0.0005
	ДВОЙНОЕ НОРМИРОВАНИЕ	0.0276	0.0140	0.0444	0.0146	0.0014
Средних глубин	AuAsPm	35	354	16	1.8	31
	AgSnPm	968	825	1.0	880	17
	AuAgPm	383	710	1.0	1.7	1.5
	AuAg[W]	8.3	8.0	176	0.5	3.6
	AuSnPm	30	3.0	3.0	700	30
	AuBiAsPm	2.6	21	1.0	1.1	1.0
	AuAgAsPm	197	3803	1.0	3.2	7.7
	Среднее	232	817	28	226	13
	НОРМИРОВАНИЕ	0.6948	0.4993	0.0496	0.9804	0.0058
	ДВОЙНОЕ НОРМИРОВАНИЕ	0.1388	0.0997	0.0099	0.1959	0.0011
Малых глубин	AgPm	109	287	1.4	18	5.0
	AgSbPm	600	700	1.0	1.9	16500
	AgBiPm	217	7.0	133	1.0	1.0
	AuAgSbAsPm	111	992	1.0	2.0	3894
	AuAg[WMoAs]	1.6	21	12	0.5	1.0
	AuAg[SbMoAs]	0.5	2190	1.0	0.3	1835
	AuAg[MoAs]	1.0	36	1.0	1.3	2.0
	Ag[MoAs]	1.9	317	1.0	1.7	1.9
	Ag[PbMoAs]	16	7.0	1.0	3.2	1.0
	AuAg[CuMoAs]	5.3	21	1.0	2.5	1.5
	AuAg[CuPbAs]	9.4	17.0	1.0	3.6	1.0
	Среднее	97	238	14	3.3	2022
	НОРМИРОВАНИЕ	0.2923	0.1457	0.0244	0.0142	0.8904
	ДВОЙНОЕ НОРМИРОВАНИЕ	0.0715	0.0356	0.0059	0.0034	0.2179

Примечание. Значения элементов приведены в кларках концентрации. Курсивом выделены максимальные значения показателей.

Зональность золото-, серебросодержащих проявлений на уровне группы и геохимического ряда

Группа	Концентрирующие-ся элементы	Зональность рядов (сверху вниз)	Концентрирующиеся элементы	Универсальный ряд зональности [126, 128] (сверху вниз)
Малых глубин	Ag, Sb, Cu ₁	SbAs MoAs Pm ₁ Pm ₂	Sb, As ₁ Sb, As ₁ , Mo Ag	Sb, As ₁ , Hg Cu ₁ Ag
Средних глубин	Pb, Zn, Bi, As _{1, 2} , Sn ₁	AsPm	Pb, Zn, Cu ₂ , Sn ₁ , Ag Bi, As ₂	Pb, Zn Sn ₁ Cu ₂ Bi
Больших глубин	Au, Mo, W, Cu ₂	Fe W As	Mo Mo, W As ₂ , W	Mo Sn ₂ As ₂ W

Примечание. Минеральные формы: As₁ — сульфосоли, группа аурипигмента, As₂ — арсенопирит, Sn₁ — станнин (характерен для AgSnPm типа), Sn₂ — касситерит, Cu₁ — блеклые руды, Cu₂ — халькопирит.



Рис. 61. Структура связей геохимических типов золото-, серебросодержащих проявлений.

нальности В.Х. Эммонса, С.В. Григоряна—Л.Н. Овчинникова [126, 208]. Очевидно, что и распределение проявлений геохимических рядов также подчиняется универсальным закономерностям (табл. 56).

Аналогичная операция проведена для проявлений на уровне геохимического типа (рис. 61). На представленной схеме расположение геохимических типов в структурных цепочках по ведущим и типоморфным

элементам–спутникам на качественном уровне соподчинено с универсальной зональностью, отражающей, как было показано выше, глубинность формирования объектов.

Полученная таким образом схема зональности в отдельных ее фрагментах хорошо коррелируется с реально существующими в природе стадийно–зональными взаимоотношениями геохимических типов как в пределах конкретных, в основном полиформационных («гибридных»), месторождений, так и относительно интрузий (штоков, субвулканов) по латерали в рамках РУ, РП (табл. 57).

Основные выводы по проведенным исследованиям:

1. Геохимические количественные характеристики отражают не только вещественно–минеральный состав оруденения, но и являются надежными индикаторами геологических условий формирования месторождений.

2. Использование геохимических характеристик в качестве главного классификационного признака позволяет на количественном уровне надежно расчленять совокупность разнотипных проявлений на конкретные составляющие, оценивать весьма тонкие их различия, проследивать сложные и многообразные взаимопереходы од-

них типов в другие, выделять корректные критерии их идентификации.

3. В распределении золото–, серебро–содержащих проявлений и соответствующих им геохимических ассоциаций по глубине их образования на всех выделенных уровнях (группа, ряд, тип) отчетливо проявляется универсальная зональность.

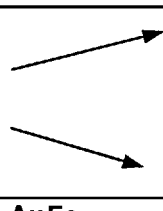
Предлагаемая систематика золото–, серебро–содержащих проявлений не претендует на истину в последней инстанции. Некоторые типы золоторудных объектов в силу ограниченности исходной фактуры не нашли в ней отражения (золото–медные месторождения, отдельные минеральные типы золото–серебряной формации). Вместе с тем, она вполне может быть каркасом при создании классификации золоторудных месторождений, а также служить полноценной основой при оценке формационной принадлежности контрольных объектов по геохимическим данным.

7.5. Поисковые признаки рудогенных систем

На основе изучения общих и частных закономерностей состава и строения аномальных геохимических полей был сформирован прогнозно–поисковый алгоритм (гл. 7), отражающий содержание и после-

Таблица 57

Примеры стадийно–зональных соотношений геохимических типов золото–, серебро–содержащих проявлений Дальнего Востока

Объект	Зональность типов (снизу вверх или от центра к периферии)
Месторождение Школьное (Северо–Восток)	AuBiAsPm– AuAs – AuAgAsPm –AuAgSbAsPm
Месторождение Кировское (Приамурье)	AuBiAsPm– AuFe –AuAgSbAsPm
Проявление Валун (Северо–Восток)	AuBiAsPm–AgBiPm
Месторождение Пепенвеем (Чукотка)	AuAg[CuPbAs]– AuAg[CuMoAs]
Карамкенский РУ (Северо–Восток)	AuBiAsPm (Валун (Au))  AgBiPm (Валун (Ag)) AuAg[CuMoAs]–Ag[MoAs] (Карамкен, Гайчан) (Кулон)
Чумышский РУ (Северо–Восток)	AuAs _____ AuFe _____ AuAgAsPm _____ AuAgSbPm (Контактный) (Скальный) (Осадочный, Тенгкели) (Лев. Тенгкели)
Валунистое РП (Чукотка)	AuAgPm _____ AuAg[CuPbAs] _____ AuAg[MoAs] (Поздний) (Валунистое) (Горный)

Примечание. Жирным шрифтом выделены продуктивные типы.

довательность операций в процессе интерпретации геохимической информации. Практическая реализация этого алгоритма возможна с использованием ряда вещественных признаков рудогенных систем, которые по смысловому содержанию могут быть объединены в две группы (табл. 58). Первая группа структурных признаков характеризует закономерности строения АГП, АГС и сопряженных с ним ГМС (РС). Вторая группа концентрационных признаков отражает интенсивность и масштаб концентрации химических элементов, а также гидротермально-метасоматических процессов. В той или иной степени содержания признаков, технология их выделения и существующие ограничения по применению рассматривались в предыдущих разделах работы. Здесь эти признаки приводятся в концентрированном виде (табл. 58) со ссылкой на разделы, где они раскрываются более подробно.

Предлагаемая технология выделения поисковых признаков и их реализация при прогнозе представляются наиболее рациональными. Вместе с тем, не исключается применение и других методических подходов. В частности, на локальном уровне вскрытие структур АГП может осуществляться с использованием различных модификаций метода многомерных полей. В качестве примера на рис. 62 приведена структура аномального поля медно-порфирового месторождения Актогай [59]. По ассоциациям концентрирующихся элементов отчетливо проявлена зональность: первая и вторая ассоциации соответствуют ядерной зоне, третья и четвертая — зоне обмена.

К выделению зональных АГП старших рангов (РР, РУ, РП) наиболее приспособлен пакет программ АСОД ГЕОПОЛЕ, ориентированный на локализацию перспективных участков по признаку высокой дисперсии химических элементов, в частности, отражающей процессы привноса-выноса. Однако при этом надо учитывать по крайней мере два обстоятельства, затрудняющие выделение структур рудогенных систем.

Во-первых, — это широко проявленные явления интерференции АГП как на одном иерархическом уровне, так и по вертикали в рамках многоуровневых АГС (разд. 3.1). Нейтрализация негативных последствий этого фактора в какой-то степени возмож-

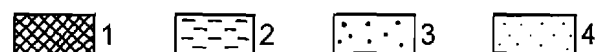
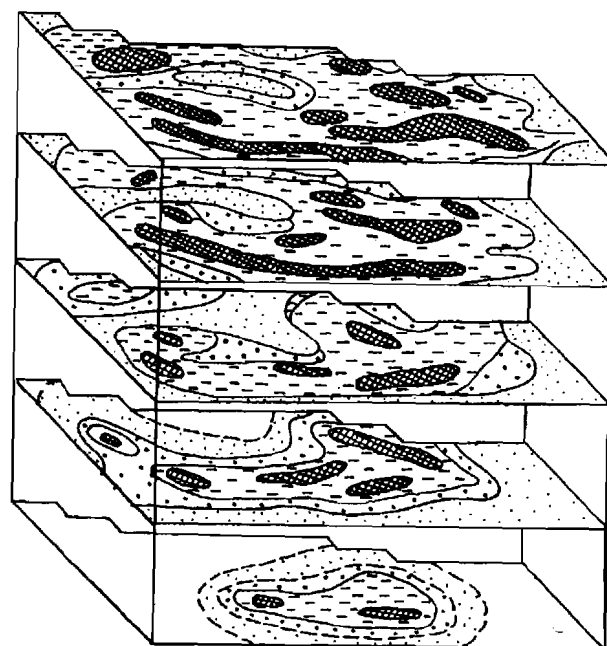


Рис. 62. Структура аномального геохимического поля месторождения Актогай [59]:

1–4 — геохимические ассоциации: 1 — Cu, Ag, Mo, 2 — Pb, Zn, Bi, As, 3 — Co, W, (Fe, S), 4 — Cr, V, Mn, Ni, Co.

на путем раздельного анализа аномальных полей по двум группам элементов (центробежные и центростремительные).

Во-вторых, изучение АГП старших рангов по потокам рассеяния должно осуществляться с использованием качественной фактуры, объективно отражающей распределение элементов в коренном субстрате. Как было показано в разд. 1.1, пробы из аллювия водотоков старших порядков не отвечают этому условию и из обработки должны исключаться. Так, при анализе зональности негативное влияние таких проб настолько велико, что выделение довольно тонкого рисунка структур зональных АГП становится невозможным. По нашим данным, наиболее рациональная методика формирования банка исходных данных путем группировки проб в равных бассейнах водосбора водотоков первого порядка (разд. 1.1) заложена в способе отражения аномальных потоков в виде изолиний [193], которая и рекомендуется для использования.

Предлагаемая технология выделения вещественно-минеральных признаков (зональность ГМС, интенсивность метасоматических изменений) ни в коем случае не

Вещественные признаки рудогенных систем

Группа признаков	Признаки	Содержание признака	Оцениваемые характеристики, параметры	Технология выделения признака	Границы применения
Структурные	Объемная зональность АГП	В ГМС проявляется в закономерной позиции ореолов привноса и выноса центробежных и центростремительных элементов. В РС сидерофильного профиля — обратная зональность центробежных элементов (концентрация в ядерной зоне, деконцентрация в зоне обмена). Для малопродуктивных систем — неупорядоченное строение (3.2–4). Морфологические особенности АГП отражают на качественном уровне степень эрозии РС (7.2.3.)	Прогноз, масштаб, уровень среза	1. Выделение типоморфных элементов центростремительной группы известных и прогнозируемых типов оруденения. Формирование $K_{цс}$, выделение ореолов $K_{цс}$ 2. Выделение ореолов типичных центробежных элементов (Cr, V, Co, Ni, Mn, Ti) в моноэлементном и мультипликативном вариантах ($K_{цб}$ и $K_{и}$) 3. С использованием ореолов $K_{цс}$, $K_{цб}$, $K_{и}$ геометризация зональных АГП и аномалий неупорядоченного строения (7.1)	1. Прогноз месторождений элементов халькофильной группы Au, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn, Bi, Sb, Hg, W (Sn) 2. Апробация при прогнозе месторождений сидерофильных элементов (с использованием $K_{цб}$) 3. Возможно применение при прогнозе месторождений литофильных элементов с неустановленной позицией в ГМС (после ее уточнения).
	Иерархическая структура АГС	Проявляется в закономерной последовательной локализации младших членов системы в пределах АГП старшего ранга в ряду от РР, РУ до РМ, РТ включительно (6)	Прогноз, масштаб	1. Оценка ранговости прогнозируемых РС по аналогии с эталонными объектами или на основе общих закономерностей иерархии РС в зависимости от прогнозируемого генетического типа конечного члена многоуровневой системы или распространенности рудного элемента в земной коре (2) 2. Поэтапное выделение членов многоуровневой ГМС. При мелко-, среднемасштабных работах — старших членов по признаку объемно-зонального строения, младших в связи с непроявленностью зональных структур при малой плотности опробования — по признаку полноты иерархической структуры концентрации элементов (см. ниже). (7.1, 7.2.1, табл. 13)	Анализ полноты структуры проводится до определенного уровня, зависящего от разрешающей способности масштаба поисков 1: 200 000 — РП, РМ; 1: 50 000 — РМ; 1: 25 000 — РМ, РТ; 1: 10 000 и крупнее — РТ (табл. 13)

Продолжение таблицы 58

Группа признаков	Признаки	Содержание признака	Оцениваемые характеристики, параметры	Технология выделения признака	Границы применения
Структурные	Позиция младших членов в АГП старших рангов	РТ в АГП РМ, РП приурочены к ядерным зонам, в пределах которых, — к отрицательным ореолам. $K_{ЦБ}$ слабой, умеренной интенсивности. РТ, РМ в АГП РУ локализируются в основном в приграничных областях ядерной зоны и зоны обмена (на щелочных барьерах)	Прогноз продуктивных младших членов АГС	Визуальное выделение. Пространственный анализ дисперсии значений $K_{ЦБ}$ с выделением резкоградиентных областей, соответствующих щелочным барьерам	Прогноз месторождений элементов халькофильной группы
	Зональность ГМС	Зональное строение ГМС на уровнях РР, РУ, РП, РМ проявляется в закономерной смене от центра системы к периферии проявлений кислого метасоматоза (вторичные кварциты, березиты, грейзены, аргиллизиты и др.) проявлениями более щелочного — пропилиты и другие темноцветные ассоциации) (5)	Прогноз, масштаб	Результаты геологических наблюдений. При изучении ГМС старших рангов (РР, РУ, РП) по данным неспециализированных работ (геологосъемочных, геохимических и т.д.) выделение зон слабых метасоматических изменений может проводиться по экстремумам проявленности метасоматоза в рамках образования ГМС старшего ранга (пример на рис. 20)	В процессе геохимических работ используется при наличии достоверных определений метасоматических пород при прогнозе месторождений элементов халькофильной группы
	Векторная зональность АГП	На уровне РТ выделяются поперечная, продольная и вертикальная (универсальная) зональности положительных ореолов элементов центростремительной группы. Для ЗРМ не проявлена. На уровне РМ, РП, РУ — зональность отрицательных ореолов центростремительных элементов (3.4.2.).	Уровень среза, прогноз, формационная принадлежность	Выделение на уровне РТ производится с использованием линейной продуктивности ореолов по стандартной методике, на уровнях РМ, РП, РУ геохимические показатели рассчитываются по содержаниям в аномальных точках. Оценка среза АГП старших рангов может производиться на основе следующего ряда зональности (снизу вверх): Ba, V-Co, Ni-Cr, Mn (3.4.2, 7.2.3.)	На уровне РТ ограничений нет. Для старших рангов оценка среза на стадии апробации
Концентрационные	Содержания рудных элементов	Масштаб и уровень концентрации рудных элементов на конечных этапах развития РС определяет промышленную значимость объекта	Масштаб	Оценка продуктивности, прогнозных ресурсов аномалий с исключением количеств металла, концентрирующегося на ранних этапах развития РС, посредством использования коэффициента α (7.2)	Ограничений нет

Окончание таблицы 58

Группа признаков	Признаки	Содержание признака	Оцениваемые характеристики, параметры	Технология выделения признака	Границы применения
Концентрационные	Иерархическая структура концентраций рудных элементов	Позтапное концентрирование элементов в процессе развития системы проявляется в наличии фиксированных интервалов содержаний элементов на каждом уровне организации АГС, в высокой их дисперсии (7.2.1)	При изучении иерархической структуры АГС, прогноз	Анализ дисперсии содержаний рудных элементов. Выделение интервалов содержаний для каждого уровня организации АГС с использованием эмпирических (например, номограммы на рис. 27) или метода классификации признака по плотности распределения. Графическое выделение в изолиниях уровней содержаний АГП по минимальному значению интервала содержаний каждого ранга (7.2.1., 7.3)	Те же, что и при анализе иерархической структуры АГС (см. выше)
	Формационная принадлежность РС младших рангов	Проявляется для разных формаций в различных уровнях содержаний элементов, в изменении их соотношений (коэффициентов формационной принадлежности). Результаты определения формационной принадлежности по геохимическим данным опосредованно через уровень эрозионного среза и коэффициенты перераспределения элементов в зоне гипергенеза (к), влияют на оценку масштаба (7.3, 7.2.2, 7.2.3)	Формационная принадлежность, коэффициент остаточной продуктивности (к), уровень среза, масштаб	Использование индикаторных значений коэффициентов формационной принадлежности. Визуальное сравнение ранжированных по КК рядов контрольного и эталонных проявлений (7.3.)	Ограничений нет
	Интенсивность метасоматических изменений	При переходе от ГМС старших рангов к младшим членам возрастает степень метасоматических изменений пород	Масштаб	Оценка соответствия ранга ГМС и интенсивности метасоматических процессов	Ограничений нет

Примечание. В скобках указаны разделы работы, в которых конкретное положение характеризуется более подробно.

является конкурентом существующих методик специализированного изучения метасоматических образований [104, 139 и др.]. В таком варианте она может применяться попутно при проведении геохимических работ производственными организациями, которые, как правило, не укомплектованы специалистами метасоматического профиля, а информация о метасоматитах, в особенности слабопроявленных, в геологосъемочных отчетах редка и неоднородна по качеству.

В плане практического использования при анализе зональности ГМС весьма интересные результаты получены Л.Н. Овчинниковым [123] при определении по сети активности водородных ионов на площади месторождения (рис. 63). Несмотря на то, что такие определения проводились в рыхлом элювио-делювии, отчетливо наблюдается закономерная позиция рудной зоны в ореоле пониженных значений pH (<6.2), откуда следует, что значения этого параметра отражают не столько кислотно-щелочной режим формирования зоны окисления, сколько кислотно-щелочные свойства проявлений гидротермальной деятельности.

В основу признака полноты иерархической структуры концентраций элементов положены представления В.М. Питулько о поэтапном концентрировании рудного вещества в процессе эволюционного развития многоуровневых систем [137]. Выделение содержаний конкретных уровней АГП производится по частотным графикам распределения содержаний на шкале их интервалов. При построении таких графиков автор справедливо замечает, что исследованию должны подвергаться только статистически устойчивые распределения. Корректное и объективное решение поставленной задачи обеспечивается в предлагаемом нами алгоритме способа классификации характеристик по плотности распределения, в котором количество интервалов признака рассматривается как функция его дисперсии (разд. 7.4).

Выделенные минералого-геохимические критерии прогноза позволяют уверенно локализовать площади исследований на уровне, соответствующем разрешающей способности масштаба проводимых поисков (табл. 13). Вместе с тем очевидно, что с привлечением геологических, геофизических, морфоструктурных и других критери-

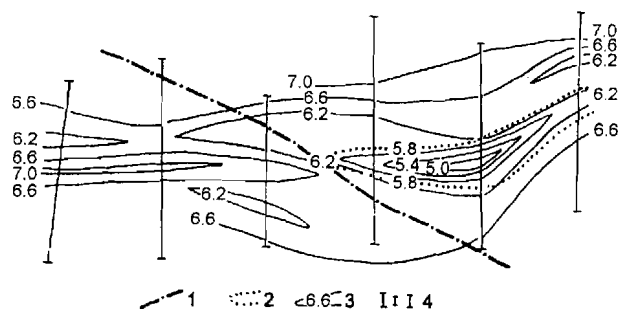


Рис. 63. Изолинии значений активности водородных ионов (по материалам Л.В. Овчинникова):

1 — разлом; 2 — рудная зона; 3 — изолинии значений pH; 4 — профили.

ев надежность прогнозно-поисковых оценок может быть существенно повышена.

Один из геологических критериев — выделение источников энергии на всех этапах развития многоуровневых РС — непосредственно заложен в алгоритм прогнозно-геохимических построений. При геометризации зональных РС старших рангов (РР, РУ, РП) эффективно комплексное рассмотрение особенностей геохимических полей и элементов разрывной тектоники (кольцевых структур и линеаментов), дешифрируемых на аэрофото-(космо-)снимках или при анализе морфоструктур. Возможности практической реализации этих критериев рассматриваются в следующей главе.

Важное значение в познании структур РС имеют результаты объемного моделирования геофизических полей. Так, М.Ю. Носыревым [119] для урановых проявлений Буреинского массива Дальнего Востока выявлена отчетливая петрофизическая зональность (рис. 64). В направлении от центра к периферии ГМС им выделяются три петрофизические зоны, отличающиеся как величиной петрофизических параметров (плотность, магнитная восприимчивость, удельное электрическое сопротивление и др.), так и характером их изменчивости. Установленное закономерное изменение петрофизического поля отражает зональное строение ГМС, для которой выделяются гидротермально-метасоматические образования ранней щелочной, кислотного выщелачивания и поздней щелочной стадий.

Устойчивая корреляция метасоматических и геофизических полей отмечалась А.Ф. Коробейниковым и др. [80] при изучении золоторудных месторождений. По их

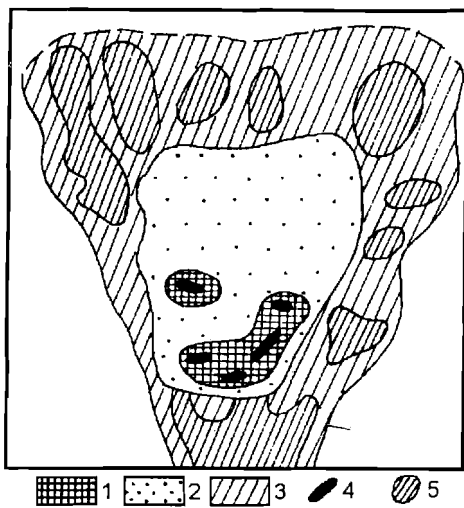


Рис. 64. Петрофизическая модель гидротермально-метасоматических систем урановой специализации юга Буреинского массива (данные М.Ю. Носырева [119]):

1–3 — строение аномального петрофизического поля: 1 — зона рудолокализации — область резко дифференцированного петрофизического поля (плотность, магнитная восприимчивость, остаточная намагниченность, кажущиеся электрическое сопротивление, пористость); 2 — зона объемной гидротермальной проработки — область слабо дифференцированного петрофизического поля; 3 — зона локальной гидротермальной проработки — область средне дифференцированного петрофизического поля; 4 — рудные тела; 5 — участки локальной гидротермальной проработки.

данным зоны щелочного метасоматоза, предшествовавшего оруденению, имеют пониженные значения намагниченности. По мере приближения к рудоносному участку напряженность магнитного поля и энтропия приращения напряженности снижаются, а над рудными участками повышаются (рис. 65). Для зон магниезиального метасоматоза характерна обратная зональность физических полей, проявляющаяся в смене от центра к периферии ГМС зоны аномального низкого магнитного поля зоной аномального высокого и умеренного.

Аналогичные результаты получены А.В. Ложниковым (1989) при изучении Бамского золоторудного месторождения. Здесь рудные зоны и площадь развития березитов приурочены к областям пониженных значений ΔZ , тогда как в периферических

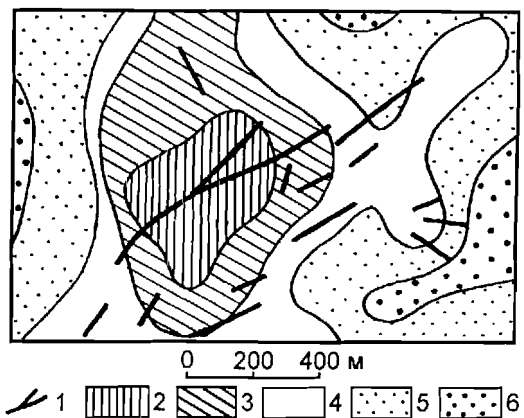


Рис. 65. Структура магнитного поля золоторудного месторождения (по материалам А.Ф. Коробейникова и др. [80]):

1 — золото-кварц-сульфидные жилы; 2–4 — области положительного и нулевого магнитного поля (ядерная зона): 2 — ΔT более 15, 3 — 5–15, 4 — (–5)–(+5); 5–6 — области отрицательного магнитного поля (зона обмена): 5 — (–5)–(–15), 6 — менее (–15).

частях месторождения отмечаются положительные поля ΔZ (рис. 66). Последние, по нашим данным, устойчиво коррелируют со вторичными ореолами центробежных элементов (зона обмена).

Приведенные примеры свидетельствуют о том, что комплексный анализ минералого-геохимических и геофизических полей открывает возможности реконструкции структуры ГМС по геофизическим данным на геохимически неизученных участках и в целом позволяет более надежно локализовать продуктивные РС.

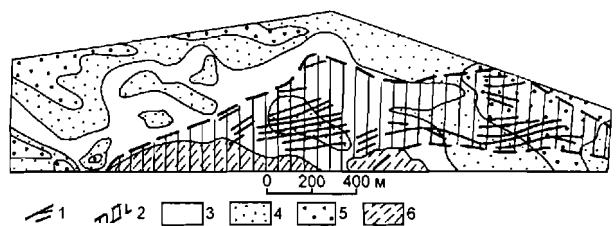


Рис. 66. Структура магнитного поля Бамского золоторудного месторождения (по материалам А.В. Ложникова):

1 — кварцевые жилы и рудные тела; 2 — область развития березитов; 3–5 — область положительного поля ΔZ , нТл: 3 — интенсивностью 0–50, 4 — 50–100, 5 — более 100; 6 — область отрицательного поля.

ПРИМЕРЫ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВОЙ ОЦЕНКИ

Рассмотрим результаты практической реализации предлагаемого прогнозно-поискового алгоритма по стадиям геолого-поискового процесса на конкретных примерах.

В первом примере прогноз РС осуществляется с использованием данных литохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1:200000 Чубачинского рудного района (Сев. Приамурье).

Рассматриваемый район находится в пределах Алдано–Станового геоблока Сибирской платформы. Около 30% площади слагают стратифицированные образования, представленные метаморфогенными породами нижнепротерозойского возраста, нижнемеловыми осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Широко проявлен магматизм от протерозоя до раннего мела включительно. В центральной части изученной площади выделяется крупная гранитоидная интрузия протерозойского возраста, к которой пространственно приурочен рассматриваемый рудный район (рис. 67). Крупные позднеюрские–раннемеловые гранитоидные массивы видимой связи с оруденением не обнаруживают, занимают секущее положение по отношению к рудному району. С многочисленными малыми интрузивными и субвулканическими телами раннемелового возраста связаны практически все известные на площади проявления полезных ископаемых.

Рудонасыщенность территории довольно высока. В ее пределах выявлены месторождения золота (Бамское), молибдена (Чубачи), многочисленные проявления этих металлов, а также рудопоявления и пункты минерализации редкоземельных элементов, серебра, меди, полиметаллов.

Состав аномальных потоков рассеяния отражает металлогеническую специализацию территории. Здесь установлены контрастные потоки рассеяния Au, Mo, TR, Zr. Менее контрастные аномальные потоки характерны для Pb, Zn, Cu, As, W, Ni, Co,

Cr, V, Ti, Mn, Ba.

С использованием традиционной методики прогноза на площади выделено около трех десятков аномалий ранга РП, по прогнозным ресурсам соответствующих промышленным месторождениям Au, Ag, Mo, TR, Zr. Первые три элемента являются типичными в ГМС (гл. 3), позиция TR и Zr в таких системах в настоящее время не установлена. В связи с этим дальнейшая дифференциация аномалий Au, Mo, Ag по перспективности производилась на основе структурно-геохимического метода прогноза, TR и Zr — по упрощенной схеме.

Вскрытие структур ГМС осуществлялось с использованием мультипликативных ореолов вида $AuAgPbZnMo$ (рис. 68), $AuAgPbZnMo/CrVMnNiCo$ (рис. 68), укомплектованных элементами с учетом универсальных закономерностей состава и строения АГП (центробежные элементы) и геохимических особенностей (центростремительные элементы) известных на площади проявлений полезных ископаемых.

В результате геометризованы одно крупное зональное АГП (3600 км²), пять в его пределах и два самостоятельных АГП зонального строения площадью сотни квадратных километров, а также большое количество нередко контрастных аномалий неупорядоченного строения (рис. 67). Последние по признаку зональности отнесены к разряду неперспективных на обнаружение промышленного оруденения.

По площадным параметрам два выделенных уровня зональных АГП отражают прогнозируемые ГМС рангов РР и РУ (табл. 4). Их образование характеризует два ранних этапа эволюции территории (рис. 70).

Первый этап связан с внедрением Чубачинской интрузии, с которой пространственно сопряжена ГМС ранга РР в протерозойское время. Зональность системы проявляется в региональной альбитизации пород интрузии (ядерная зона) и развитии

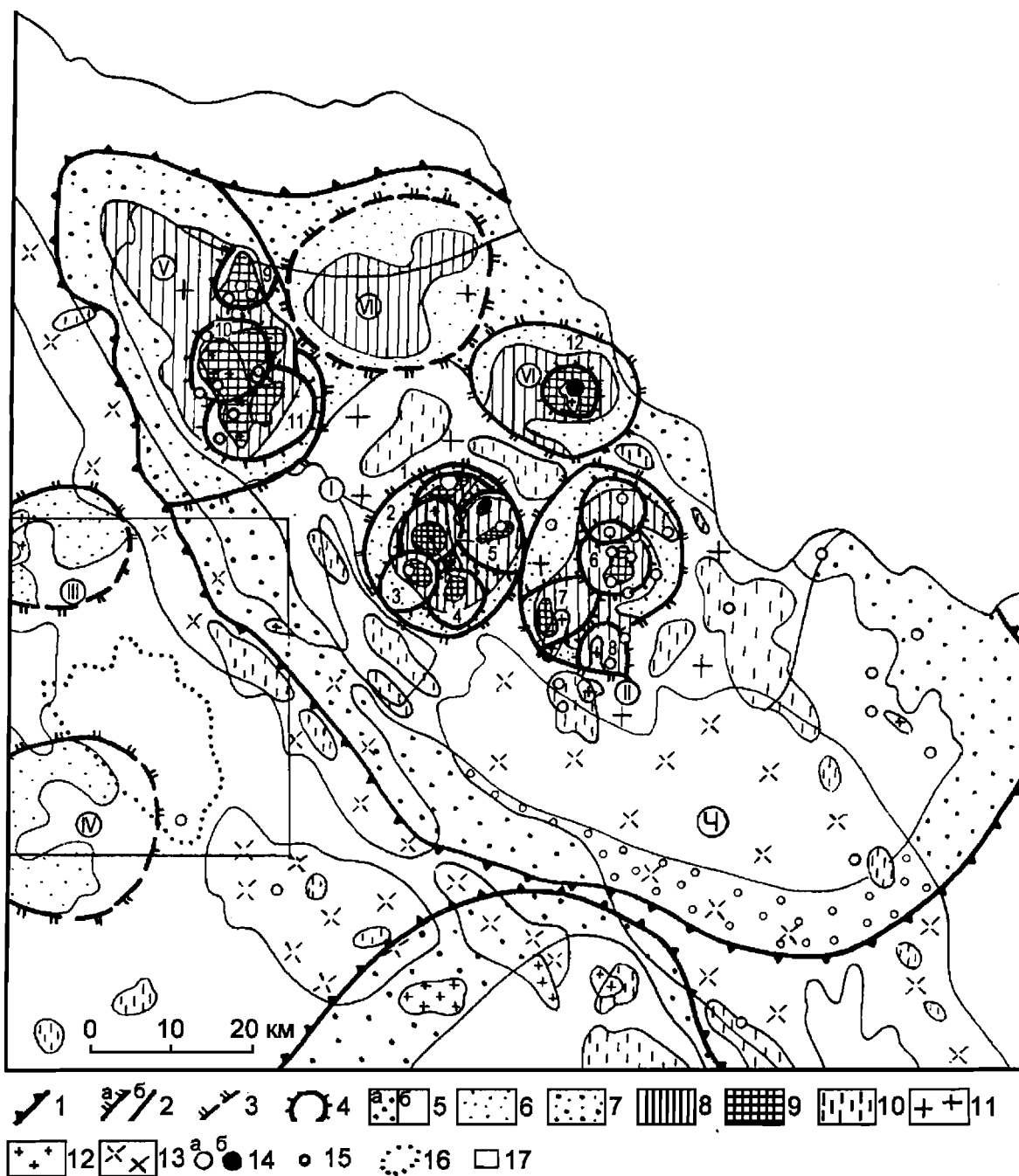


Рис. 67. Прогнозно-геохимическая карта Чубачинского рудного района (Сев. Приамурье)
 1 — внешние контуры АГП ранга РР (Ч — Чубачинская); 2 — прогнозируемых продуктивных РС (а — в т.ч. совпадающие с кольцевыми морфоструктурами), 3 — непродуктивных и малопродуктивных РС (I — Бамское, II — Апсаканское, III — Ларбинское, IV — Иликитское, V — Таганосское, VI — Чубачинское, VII — Кабактское); 4 — внешние контуры прогнозируемых продуктивных АГП ранга РП, совпадающие с кольцевыми морфоструктурами (1 — Бамское, 2 — Опекон, 3 — Невачан, 4 — Ларба, 5 — Дес, 6 — Апсаканское, 7 — Сирикское, 8 — Глубокое, 9 — Атугей, 10 — Таганское, 11 — Буркитское, 12 — Чубачи); 5–7 — зона обмена АГП ранга: 5 — РР (а — установленная, б — условная или предполагаемая), 6 — РУ, 7 — совмещенная РР и РУ; 8–9 — ядерная зона АГП ранга: 8 — РУ, 9 — РП и РМ; 10 — АГП неупорядоченного строения и фланговые зоны концентрации зональных АГП; 11–12 — предполагаемые источники энергии образования ГМС ранга: 11 — РР и РУ (Чубачинская интрузия протерозойского возраста), 12 — РП (нижнемеловые вулканогенные образования и малые интрузивные тела); 13 — гранитоидная интрузия верхнеюрского–нижнемелового возраста, деформирующая структуру АГП Чубачинского РР; 14 — месторождения: а — золота (Бамское), б — молибдена (Чубачи); 15 — рудопроявления золота (серебра); 16 — внешний контур АГП ранга РУ редкоземельной специализации; 17 — участок редкоземельной специализации (см. рис. 71).

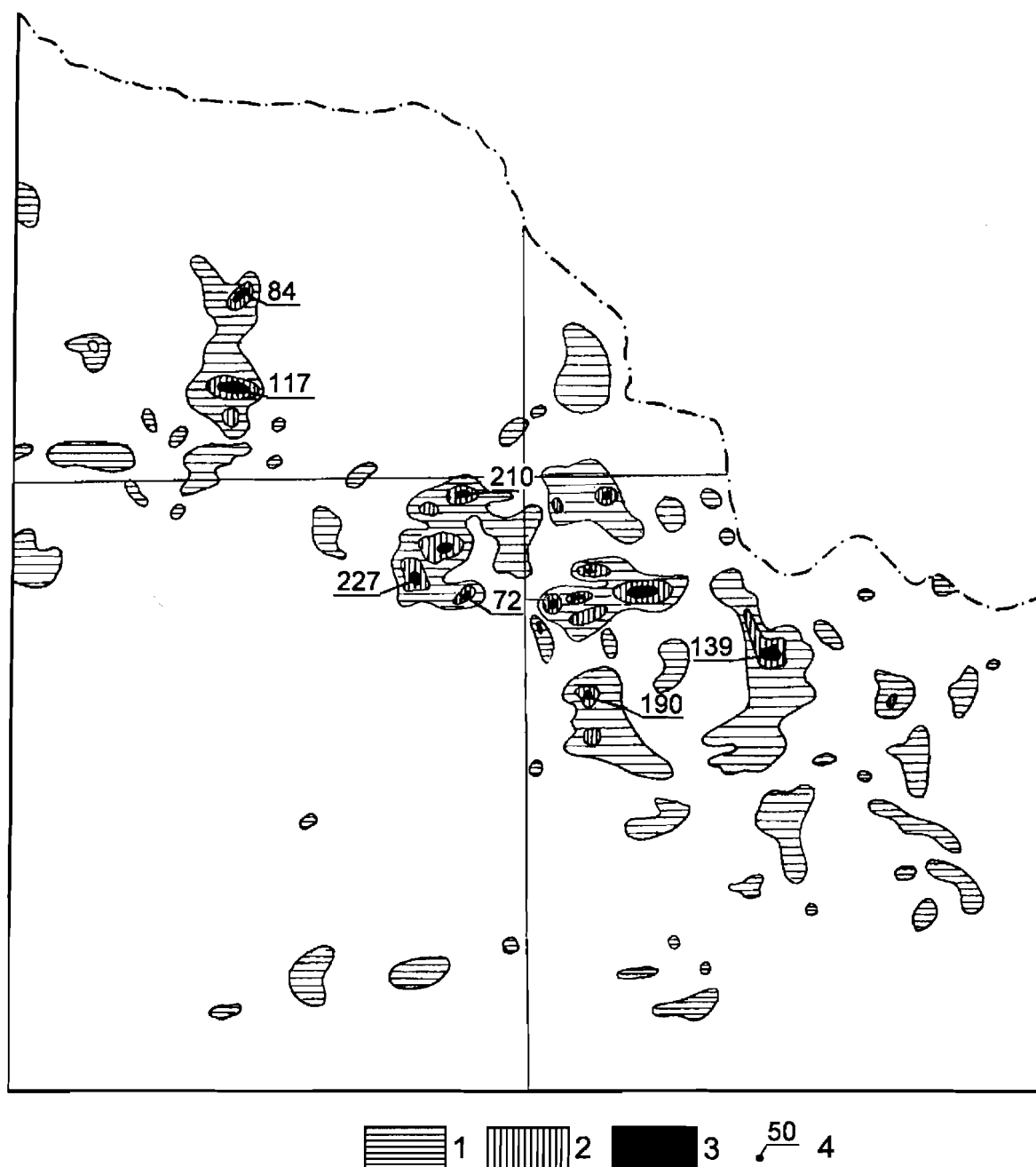


Рис. 68. Геохимическое поле AuAgPbZnMo Чубачинского рудного района:
1–3 — значения коэффициента ($n \times 10^{-20}$) положительных ореолов: 1 — 0.75–7, 2 — 7–40, 3 — более 40; 4 — экстремальные значения.

пропилитовых парагенезисов контактовых роговиков в ее экзоконтактовой зоне (зона обмена).

Второй этап формирования ГМС ранга РУ по времени близок к первому и проявляется в региональной грейзенизации купольных структур интрузии (ядерная зона) с развитием региональных пропилитов по их периферии (зона обмена). Эти системы отчетливо фиксируются кольцевыми разломами, отдешифрированными при морфоструктурном анализе (рис. 67).

Третий этап происходил в резком вре-

менном отрыве от первых двух в мезозойское время и связан с внедрением субвулканических тел и мелких гранитоидных интрузий. Он проявляется в региональной березитизации, окварцевании пород (ядерная зона) и образовании калишпатофиров (зона обмена). Ранг образующихся ГМС — РП. Они отчетливо фиксируются повышенными значениями центростремительных элементов (вторая градация ореолов AuAgPbZnMo) и соответствующими им кольцевыми морфоструктурами (рис. 67). По этому признаку три из семи выделенных



Рис. 69. Геохимическое поле $\text{AuAgPbZnMo}/\text{VCrNiMnCo}$ Чубачинского рудного района. Значения коэффициента ($n \times 10^{-11}$): 1–2 — отрицательных ореолов: 1 — менее 10, 2 — 10–40; 3–5 — положительных ореолов: 3 — 500–2000, 4 — 2000–10000, 5 — более 10000.

ГМС зонального строения завершили свой цикл развития на уровне РУ, то есть из разряда перспективных отбраковываются. В пределах оставшихся четырех геометризованы двенадцать потенциальных рудных полей (рис. 67), в девяти из которых проявлен четвертый этап эволюции системы (третья градация ореолов AuAgPbZnMo), сформировавший ГМС ранга РМ.

Этот этап связан с интенсивной гидро-

термальной проработкой пород с образованием локальных метасоматитов высокой степени изменений. Ядерная зона представлена березитами, аргиллизитами, грейзенами, интенсивно окварцованными породами, зона обмена — пропилитизированными породами. При прогнозе следует иметь в виду, что проявленность четвертого этапа в аномальных потоках рассеяния, в связи с ограниченностью разрешающей

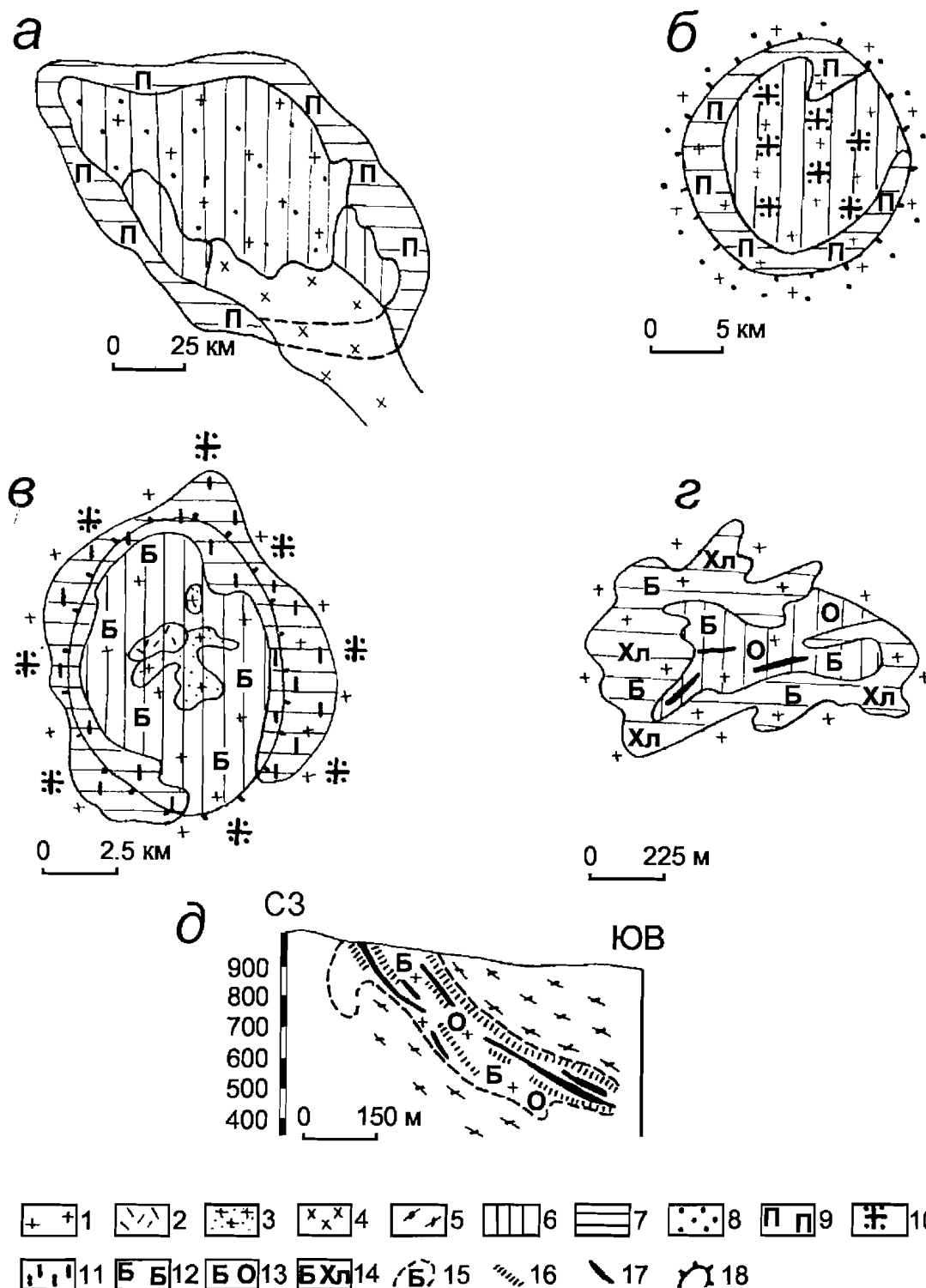


Рис. 70. Этапы образования многоуровневой ГМС Чубачинского рудного района: а — ранга РР, б — ранга РУ, в — ранга РП, г — ранга РМ, д — ранга РТ.

1–3 — источники энергии образования ГМС ранга: 1 — РР, РУ (гранитоидная интрузия протерозойского возраста); 2–3 — РП (2 — субвулканическая и 3 — гранитоидная малые интрузии раннемелового возраста); 4 — гранитоидная интрузия (J_3-K_1), деформирующая структуру ГМС; 5 — вмещающие гнейсы, гранитогнейсы (AR_2); 6–7 — зональное строение ГМС: 6 — ядерная зона, 7 — зона обмена; 8 — региональные альбититы; 9 — пропилитовые парагенезисы контактовых роговиков; 10 — грейзенизированные породы; 11 — региональные пропилиты и калишпатофиры; 12 — региональные березиты; 13 — локальные интенсивно окварцованные березиты; 14 — слабопроявленные березиты с хлоритом (возможно пропилиты); 15 — область развития интенсивно окварцованных березитов; 16 — локальные зоны пиритизации; 17 — прожилково-жильные и жильные рудные тела; 18 — кольцевые разломы, фиксирующие ГМС ранга РУ, РП.

способности литохимической съемки масштаба 1:200000, не является обязательным условием образования продуктов завершающего этапа развития многоуровневой системы — собственно рудных тел. По этой причине в разряд перспективных на обнаружение промышленного оруденения выделены все двенадцать АГП ранга РП.

Для всех этих аномалий определялись прогнозные ресурсы элементов (табл. 59) по методике, изложенной в разд. 7.2. При этом оценка уровня эрозии проводилась с использованием графика $Z-K_3$, представленного на рис. 47 (с. 92); определение полной протяженности прогнозируемого оруденения на глубину — на основе принципа подобия, отражаемого в следующих соотношениях [179]:

$$\chi = \sqrt{P_k : P_э} \quad (25)$$

$$H^k_{полн} = \chi \times H^э_{полн} \quad (26)$$

где χ — коэффициент подобия; P_k и $P_э$ — продуктивность контрольного и эталонного (месторождение Бамское) объектов; $H^k_{полн}$ и $H^э_{полн}$ — полная протяженность на глубину контрольного и эталонного объектов.

Полученные цифры прогнозных ресурсов в абсолютных значениях и в сравнении с разведанными запасами известных рудных объектов, результаты оценки вероятности обнаружения рудных тел в зависимости от масштаба ранее проведенных поисковых работ, наличие или отсутствие прямых геологических признаков оруденения являлись основанием при оконтуривании участков, рекомендуемых для дальнейшего изучения. Всего на площади выделены два участка первой очереди заверки (Апсаканское, Сирикское АГП ранга РП), пять — второй очереди (Ларба, Глубокое, Атугей, Тогунаское, Буркитское) и один — доизучения (Невачан) (рис. 67).

Перспективы территории на редкоземельное оруденение связаны с потенциально рудоносным узлом площадью 475 км² (рис. 71), выделенным при съемке по потокам рассеяния (Домчак и др., 1984). В результате последующего геологического осмотра этот узел был признан бесперспективным. Источником аномальных потоков, по мнению авторов, является рассеянная вкрапленность аксессуарных минералов (монацит, циркон) во вмещающих ано-

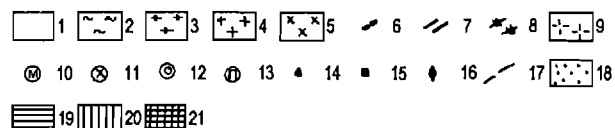
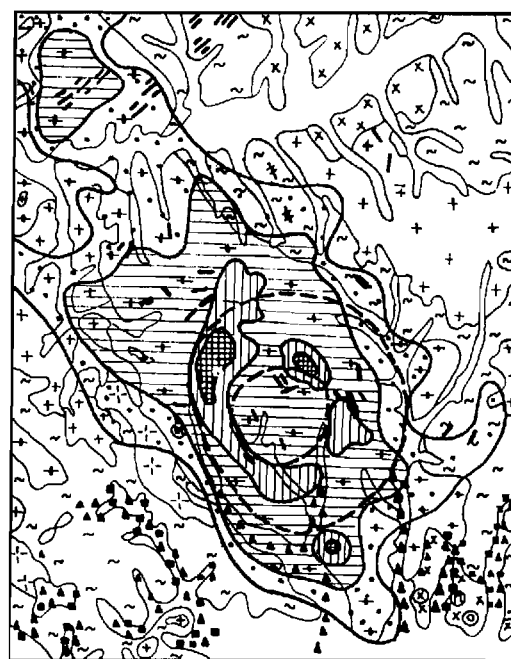


Рис. 71. Геохимическое строение Чильчинского потенциально рудоносного узла:

1 — современные и верхнечетвертичные отложения; 2 — нижний протерозой. Кудуликанская свита. Амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы; 3 — нижний протерозой. Чильчинская свита. Биотитовые гнейсы; 4 — раннемеловые интрузии гранитов; 5 — раннемеловые интрузии гранодиоритов; 6 — малые интрузии гранитоидов (K_1); 7 — дайки гранитов, лампрофиров, диоритовых порфиров; 8 — раннепротерозойские дайки аплитов, пегматитов, ортогнейсов; 9 — гранито-гнейсы; 10–13 — метасоматические изменения: 10 — мусковитизация, 11 — хлоритизация, 12 — окварцевание, 13 — пиритизация; 14–16 — шлихи, обогащенные полезными минералами: 14 — монацитом, 15 — ортитом, 16 — цирконом; 17 — тектоно-купольная структура; 18–21 — интенсивность ореолов $YGeLaYb$ ($n \times 10^{-15}$): 18 — 160–620 (ранг РР), 19 — 620–7060 (ранг РУ), 20 — 7060–15890 (ранг РП), 21 — более 15890 (ранг РМ).

малию биотитовых гнейсах.

Проведем оценку доли металла, связанного с рассеянной минерализацией, в структуре прогнозных ресурсов АГП, опираясь на следующее выражение:

$$P_c = P' / k k', \quad (27)$$

где P_c — продуктивность первичного ореола; P' — продуктивность сопряженных с этим ореолом аномальных потоков рассея-

Оценка прогнозных ресурсов АГП ранга РП в Чубачинском районе

РУ	РП	Эле-мент	S (км ²)	P (у.е.)	α	Z	$\frac{H_{пол.}}{H_{ист.}}$ (м)	Q (у.е.)	Ранг крупности
Бамский	Бамское	Au	29	14.5	0.15	0.32	$\frac{500}{400}$	42.3	Среднее
		Ag	29	290	0.09		//	589	Среднее
	Опекон	Au	16	2.7	0.16	0.41	$\frac{220}{140}$	2.9	Мелкое
		Mo	14	2100	0.2		200	4542	Мелкое
	Невачан	Au	27	18.9	0.15	0.10	$\frac{570}{570}$	78.5	Среднее
		Ag	41	328	0.08		//	844	Среднее
	Ларба	Au	6	1.9	0.26	0.24	$\frac{180}{170}$	4.1	Мелкое
		Mo	13	5460	0.2		200	11808	Ср.-мелк.
	Дес	Au	27	5.1	0.15	0.46	$\frac{300}{170}$	6.3	Мелкое
Апсаканский	Апсаканское	Au	27	18.6	0.15	0.40	$\frac{570}{380}$	51.5	Среднее
		Au	18	10.8	0.16	0.30	$\frac{430}{360}$	30.2	Среднее
	Сирикское	Ag	40	688	0.08		//	1119	Среднее
		Au	9.5	4.3	0.2	0.10	$\frac{270}{270}$	11.3	Ср.-мелк.
Тогунаский	Атугей	Au	4	3.5	0.3		200	10.2	Мелкое
		Mo	21	4920	0.16		//	8512	Мелкое
	Тогунаское	Au	19	5.1	0.17		200	8.4	Мелкое
		Mo	69	16680	0.07		//	12625	Ср.-мелк.
	Буркитское	Au	21	8.6	0.17		200	14.2	Ср.-мелк.
		Mo	38	3420	0.08		//	2958	Мелкое
Чубачинский	Чубачи	Mo	67	11390	0.07		200	8621	Мелкое
Чильчинский	Чильчинское	Y	54	280800	0.08		200	360000	Среднее
		La	51	453900	0.08		//	136300	Среднее
		Yb	51	25500	0.09		//	21400	
		Zr	54	1852200	0.07		//	2200000	Среднее

Примечание. При оценке молибденового и редкоземельного оруденения, в связи с отсутствием эталонных объектов, $H_{полн}$ условно принята равной 200 м.

ния; k и k' — коэффициенты остаточной продуктивности.

В свою очередь продуктивность можно представить следующим образом:

$$P_c = (\bar{C}_c - K_c) \times S, \quad (28)$$

$$P' = (\bar{C}' - C'_\phi) \times S', \quad (29)$$

где $\bar{C}'$ и C'_ϕ — среднеореольное и фоновое содержание в потоках рассеяния; S и S' — площадь развития рассеянной минерализации и площадь соответствующего ореола в потоках рассеяния; K_c — кларк содержаний для гнейсов и кристаллических сланцев [179]; $\bar{C}_c$ — расчетное среднее содержание элемента в коренных породах,

адекватное продуктивности установленных потоков рассеяния.

Подставив (28), (29) в (27), имеем:

$$(\bar{C}_c - K_c) \times S = \frac{(\bar{C}' - C'_\phi) S'}{kk'}, \quad (30)$$

Допуская, что площадь развития площадной рассеянной минерализации близка к площади соответствующего ореола, выделенного по потокам рассеяния, т.е. $S = S'$ (30) можно записать в следующем виде:

$$\bar{C}_c = [(\bar{C}' - C'_\phi) / kk'] + K_c. \quad (31)$$

В таком случае, например, для Y, характеризующегося в пределах узла наиболее контрастными потоками, при $C'_\phi = 1.2 \times$

$\times 10^{-3}\%$, $\bar{C}' = 6.4 \times 10^{-3}\%$, $K_C = 2.7 \times 10^{-3}\%$, $k = 0.26$, $k' = 1.2$ величина $\bar{C}_C$ будет равна $19.4 \times 10^{-3}\%$. Зная, что среднее надфоновое содержание этого элемента (K_M) в биотитовых гнейсах равно $4 \times 10^{-3}\%$ (Домчак, 1981), можно определить долю иттрия, связанного с рассеянной породной минерализацией, из соотношения K_M и $\bar{C}_C$, которая составит 19%.

Таким образом, на примере иттрия показано, что наряду с рассеянной минерализацией в гнейсах должен присутствовать и другой источник аномальных потоков редкоземельных элементов. Действительно, при рассмотрении мультипликативных аномалий этих элементов с позиций многоэтапного рудогенеза (разд. 7.1) отчетливо выделяются четыре уровня концентрации рудного вещества от ранга РР до РМ включительно (рис. 29, б, с. 76). Пространственная позиция соответствующих этим уровням аномалий в геологической среде (рис. 71) позволяет предположить следующие четыре этапа формирования Чильчинской АГС.

Первый этап концентрации (ранг РР) обусловлен сингенетическим накоплением редкоземельных элементов в биотитовых гнейсах чильчинской свиты. Эти породы отчетливо фиксируются мультипликативными ореолами $K_{ЦС}$ в контурах изолинии первой градации (рис. 71). Второй и третий этапы (вторая и третья градации $K_{ЦС}$) связаны с внедрением прогнозируемой по геолого-геофизическим данным интрузии, только начинающей вскрываться в своих апикальных частях. Характерен четко проявленный структурный контроль размещения АГП ранга РР. Это отражается в приуроченности АГП дугообразной формы к кольцевому разлому (рис. 71), фиксирующему тектоно-купольную структуру. Такая обстановка является типичной для месторождений редкометалльного и редкоземельного профиля, связанных с альбититовыми метасоматитами. И наконец в контурах ореолов ранга РР выделяются относительно локальные ($n \times 10^0 \text{ км}^2$) высокоаномальные ореолы четвертой градации $K_{ЦС}$ (рис. 71), соответствующие АГП ранга РМ.

О перспективности рассматриваемой АГС свидетельствуют также прямые и косвенные геологические признаки. В частности, следует отметить широкое развитие на

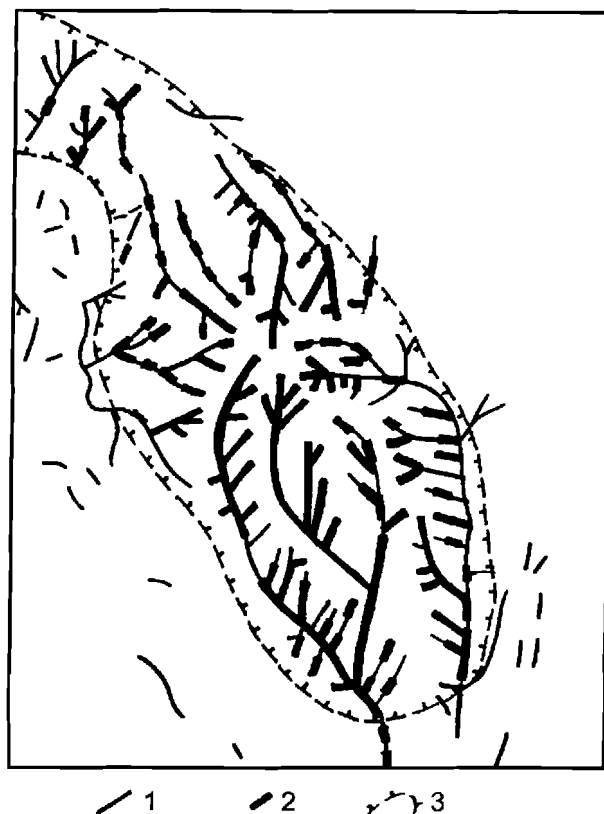


Рис. 72. Потоки рассеяния иттрия Чильчинской площади (данные В.В. Домчака, 1984):

1–2 — аномальные потоки рассеяния иттрия, %: 1 — $1.5-3 \times 10^{-3}$, 2 — более 3×10^{-3} ; 3 — контур аномального геохимического узла.

площади пегматитов, даек аплитов, которые в потенциале могут являться источниками повышенных содержаний редкоземельных элементов, что отмечалось на сопряженной территории. По данным шлиховой съемки в южной части района (Кислякова, 1961) в водотоках, дренирующих узел, установлены шлиховые ореолы и непромышленные россыпи монацита и ортита.

При этом площадь АГС характеризуется крайне слабой изученностью. В частности, целенаправленные поиски редкоземельного оруденения В.В. Домчаком были сосредоточены преимущественно в южной, наименее перспективной части узла, что, вероятно, связано со слабой проявленностью АГП младших рангов при традиционном отражении моноэлементных потоков в виде линий различной толщины (рис. 72). Все это позволяет отнести аномалию в разряд недоизученных, перспективных на обнаружение промышленного оруденения (табл. 59) и рекомендовать для дальнейших поисков.

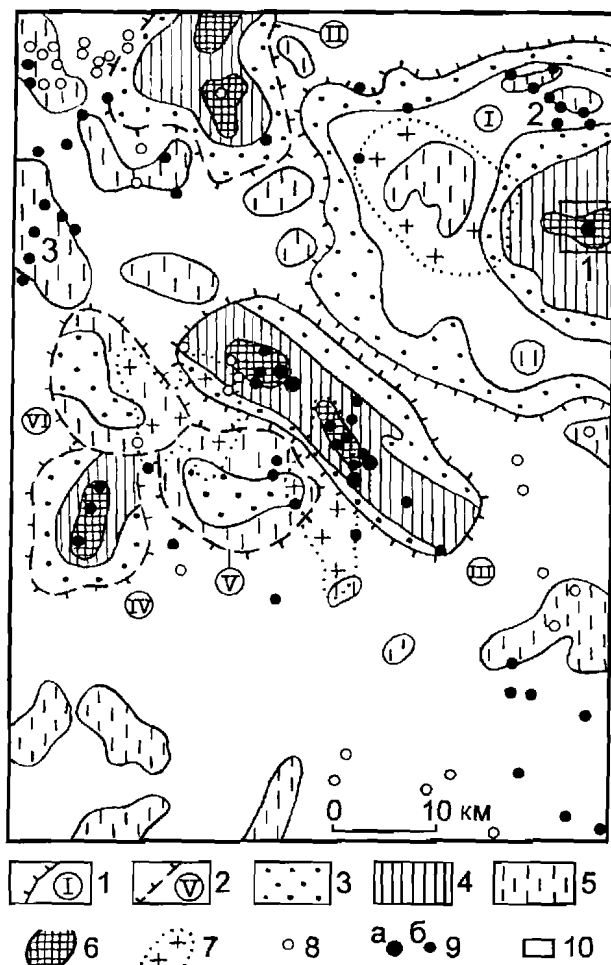


Рис. 73. Прогнозно-геохимическая карта юго-восточной части Яно-Колымского золотоносного пояса (Тенькинская площадь):

1–2 — внешние контуры АГП ранга РУ: 1 — известных, 2 — прогнозируемых (I — Дусканынская (РР), II — Иняканская, III — Пионерская, IV — Чалбыча, V — Ардок, VI — Омчак); 3–5 — строение АГП ранга РУ: 3 — зона обмена, 4 — ядерная зона, 5 — ореолы фланговой зоны концентрации и АГП неупорядоченного строения; 6 — ядерная зона АГП ранга РП; 7 — предполагаемые источники образования ГМС ранга РУ; 8 — проявления редких металлов (Sn, W, Mo); 9 — проявления золота: а — месторождения (в т.ч. 1 — Школьное), б — рудопроявления (в т.ч. 2 — Дусканья, 3 — Омчак-1); 10 — участок среднемасштабных работ (рис. 74).

В целом, по изученному району применение структурно-геохимического метода прогноза позволяет локализовать площади на уровне 4%, в которые входят все тринадцать потенциально и реально рудоносных АГП ранга РП и 2.8% — за вычетом ранее известных РП. Суммарная площадь всех перспективных геохимических узлов, выделенных традиционными методами прогноза (Домчак, 1981), составляет 19.3%. Приве-

денные цифры наглядно демонстрируют приоритетность и геологическую эффективность применения на практике совместного анализа повышенных содержаний элементов и структур аномальных геохимических полей.

Прогноз продуктивных АГП по стадиям геохимических поисков проиллюстрируем на примере Тенькинской площади (Северо-Восток РФ).

Рассматриваемая площадь расположена на сочленении Яно-Колымской складчатой области мезозойд и внешней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Каждой из этих региональных структур соответствует свой структурный ярус. Нижний ярус сложен интенсивно дислоцированными осадочными толщами верхней перми и триаса и интрузивными образованиями позднеюрского возраста орогенного этапа развития мезозойд. Верхний — представлен позднемеловыми вулканитами и коагматичными им интрузивными образованиями ранне- и позднемелового возраста.

В структурном плане большая часть площади расположена в пределах одного из основных сооружений Яно-Колымской складчатой области — Аян-Юрхского антиклинория, в металлогеническом отношении к Яно-Колымскому золотоносному поясу, преимущественно с золотым, в меньшей степени с оловянным, вольфрамовым, сурьмяным оруденением.

На площади известны два золоторудных узла (рис. 73) — Пионерский (месторождения Игменновское, Родионовское) и Дусканынский (месторождение Школьное); широко проявлена россыпная золотоносность.

Прогноз АГП на уровне РУ проводился по данным литохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1:200000. Здесь выявлены контрастные ореолы Au, Ag, As, W, умеренно- и слабоконтрастные — Pb, Zn, Cu, Sn, Cr, Co, Ni, Mn. Спектр аномальных потоков рассеяния соответствует металлогенической специализации территории.

Изучение структур АГП осуществлялось с использованием ореолов $K_{\text{и}}$ вида AuAsAgW/CrVCoMn , в состав которого входят типоморфные центростремительные и центробежные элементы известных золоторудных объектов Центральной Колымы и Чукотки [162]. Степень упорядо-

ченности структур АГП оценивалась на основе зависимости $\lambda_{\text{и}} - q$ (рис. 26, с. 72). На уровне РУ условно граничное значение $\lambda_{\text{и}}$ АГП зонального и неупорядоченного строения составляет 2×10^{16} . Другими словами, вне зависимости от величины продуктивности при $\lambda_{\text{и}} < 2 \times 10^{16}$ АГП соответствуют зонам рассеянной минерализации и непромышленному оруденению. Типичными примерами таких АГП являются Усть-Омчуг (рис. 26), Дусканья и Омчак-1 (рис. 73). Все они характеризуются высокой продуктивностью потоков рассеяния золота, соответствующей промышленным объектам, а также повышенной россыпной золотоносностью. Однако, как и следовало ожидать, активные поиски коренных месторождений в контурах этих аномалий к положительным результатам не привели.

Зональное строение установлено для шести АГП (рис. 73), две из которых соответствуют известным рудным узлам, четыре — прогнозируемым. Последние по морфологическому признаку (разд. 3.4.1) дифференцированы по уровню эрозионного вскрытия. Так, АГП Иньяканская и Чалбыга характеризуются прямой объемной зональностью (рис. 48, срезы 3–5, с. 93), то есть они выведены эрозией на дневную поверхность. Для АГП Ардок, Омчак проявлена обратная зональность (рис. 48, срезы 2, 7), что характерно для слабо- или сильноэродированных РС. Позиция этих АГП по периферии гранитоидных интрузий, прогнозируемых энергетических источников (рис. 73), развитие относительно низкотемпературных золотосодержащих минеральных и соответствующих им геохимических ассоциаций (Au, Ag, Pb, Zn, Cu, Sb) в сравнении с проявлениями умеренно эродированных АГП (Au, As, W, As) позволяет предположить, что рассматриваемые АГП только начинают вскрываться (рис. 48, срез 2).

В пределах зональных АГП ранга РУ геометризация АГП ранга РП (их ядерных зон) проводилась по контуру изолинии второй градации ореолов $K_{\text{и}}$. Выделенные три известных и три прогнозируемых рудных поля (рис. 73) в сумме составляют 2,3% от площади территории. С учетом необходимости проведения заверочных работ на отдельных участках в пределах слабоэродированных АГП Ардок и Омчак уровень локализации Тенькинской площади для по-

исков составляет около 3%.

Рассмотрим результаты постадийной локализации АГС на примере Дусканьинского РУ (рис. 73).

Рудный узел расположен в пределах Таяхской синклинали Аян-Юряхского антиклиналия. Площадь узла сложена осадочными отложениями пермской системы, прорванными Левотенькинским гранитоидным массивом. К осевой части пологой антиклинальной складки приурочен Бургагинский шток гранитоидного состава, с которым парагенетически связано золоторудное месторождение Школьное. Породы штока в различной степени гидротермально изменены (грейзенизация, березитизация, аргиллизитизация, хлоритизация). Продуктивные кварцево-жильные рудные тела локализуются преимущественно в пределах штока, в единичных случаях — в его ближайшем экзоконтакте.

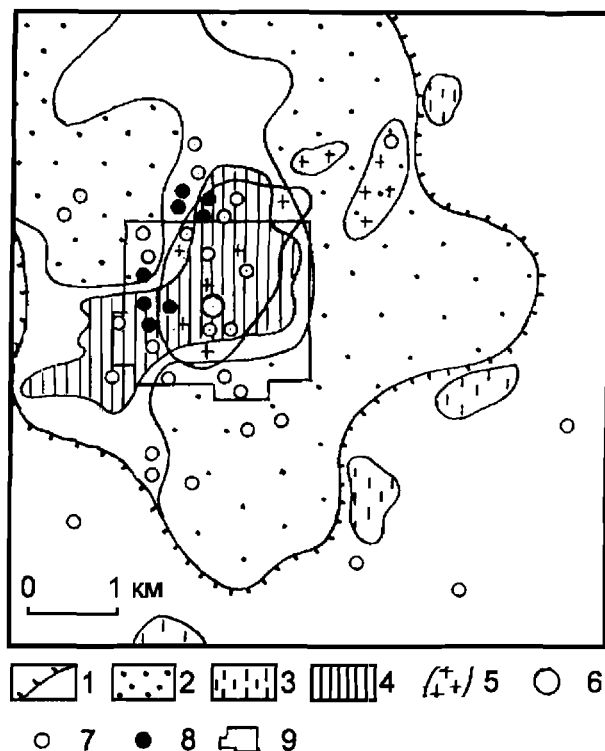


Рис. 74. Прогнозно-геохимическая карта рудного поля Школьное (составлена с использованием материалов Л.Н. Бельчанской):

1 — внешний контур АГП ранга РП (Школьное); 2–3 — строение АГП ранга РП: 2 — зона обмена, 3 — ореолы фланговой зоны концентрации; 4 — ядерная зона АГП ранга РМ; 5 — предполагаемый источник энергии образования ГМС ранга РП (Бургагинский шток); 6 — месторождение Школьное; 7–8 — рудопроявления: 7 — золота, 8 — молибдена; 9 — участок детальных работ (рис. 75).

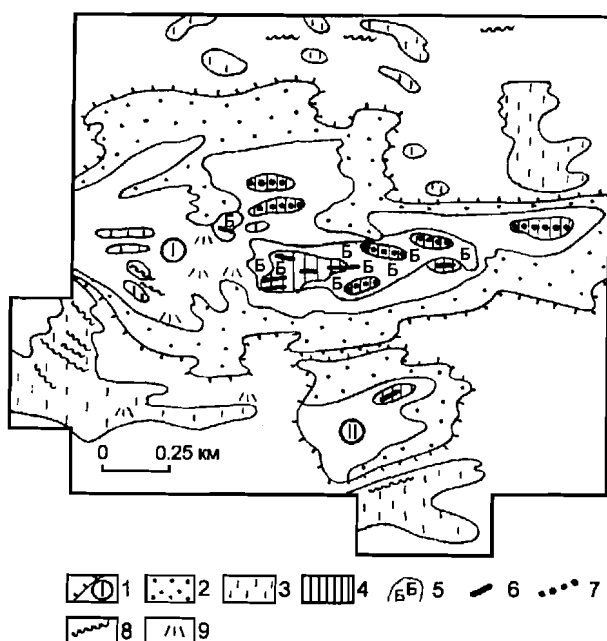


Рис. 75. Схематическая прогнозно-геохимическая карта месторождения Школьное (по состоянию изученности на 01.01.86):

I — внешние контуры АГП ранга РМ: I — центральная зона, II — южная зона; 2–3 — зональное строение АГП ранга РМ: 2 — зона обмена, 3 — ореолы фланговой зоны концентрации и АГП неупорядоченного строения; 4 — АГП ранга РТ (рудные тела и рудные зоны); 5 — площадь развития локальной березитизации; 6–7 — рудные тела: 6 — известные, 7 — прогнозируемые; 8 — зоны неперомышленного оруденения и рассеянной минерализации; 9 — развалы кварцевых жил.

Изучение АГП рудного поля Школьное проводилось по данным литохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50000. В результате этих работ установлено трехзонное строение АГП и на этом уровне организации вещества (рис. 74). В пределах этой структуры по второй градации ореолов $K_{цс}$ вида $AuAgAsW$ выделена ядерная зона АГП ранга РМ и соответственно участок для постановки детальных работ.

Аналогичная методика применялась при локализации площади рудного поля на уровне РМ по первичным (масштаб 1:2000) и вторичным ореолам (масштаб 1:10000). По этим данным на детальном участке геометризованы две зональные АГП ранга РМ на фоне многочисленных аномалий неупорядоченного строения (рис. 75). В пределах зональных АГП выделены ореолы, соответствующие известным и прогнозируемым рудным телам и зонам, произведена оценка их уровня эро-

зионного среза и протяженности на глубину [167, 169, 170] по методике, изложенной в разд. 7.2.3.

Результаты постадийного изучения разноранговых геохимических полей свидетельствуют о поэтапном концентрировании рудного вещества в процессе образования многоуровневой АГС Дусканьинская. При этом выделяются четыре этапа эволюции системы.

Первый этап связан со становлением Левотенькинского интрузивного массива юрского возраста — прогнозируемого энергетического источника АГП ранга РУ (рис. 73). На втором этапе, обусловленном проявлением позднемелового магматизма (Бургагинский шток), образовалась АГП ранга РП (рис. 74). Зональность соответствующей ГМС выражается в региональной грейзенизации пород штока и развитии биотит-кордиеритовых и биотитовых ороговикованных пород в его экзоконтакте. Третий этап связан с резкой активизацией гидротермальной деятельности с образованием полнопроявленных березитов и аргиллизитов в центральных частях образующейся АГП ранга РМ и хлоритизированных пород на периферии. На четвертом этапе, по времени, вероятно, близком к третьему, происходила активная фильтрация гидротермальных растворов по трещинам с образованием собственно рудных тел. На этом уровне ядерная зона представлена прожилково-жильными, жильными телами и околорудными березитами, зона обмена — пиритизированными метасоматитами, образующими в непосредственной близости к рудным телам (первые метры) пиритовые оторочки.

Проведенный постадийный анализ геохимических полей АГС Дусканьинская с позиций поэтапного концентрирования рудного вещества позволил на каждом изученном уровне организации максимально локализовать площади для дальнейших поисков. Практическая реализация прогнозных рекомендаций подтвердила геологическую эффективность предлагаемой методики геохимической оценки с использованием структурно-концентрационных признаков продуктивных РС.

Кратко остановимся на более сложном варианте прогноза РС в известном горнорудном районе, характеризующемся высокой степенью изученности (Токурская площадь).

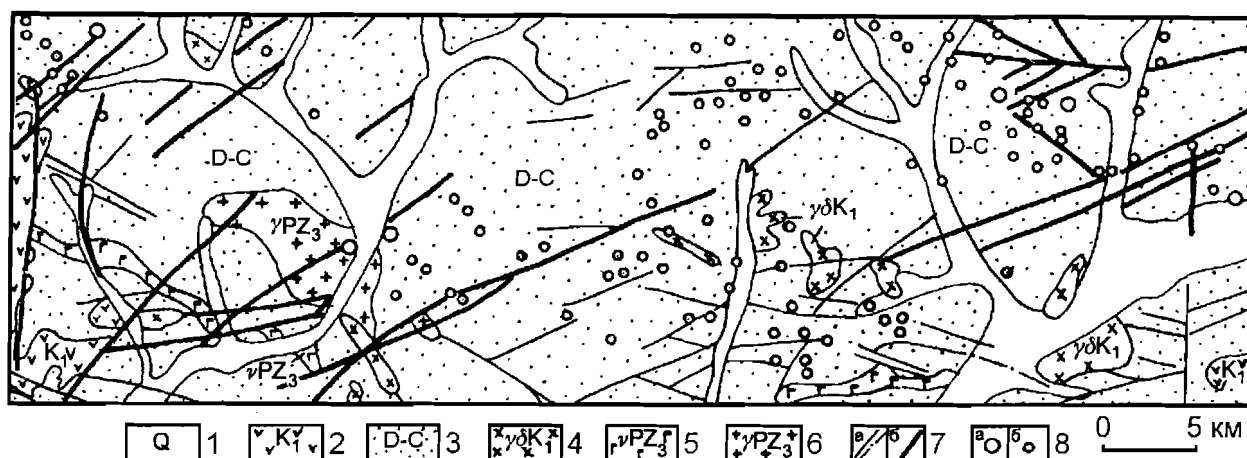


Рис. 76. Геологическая карта Токурской площади:

1 — современные нижнечетвертичные отложения: галечники, пески, гравий; 2 — андезиты, дациты, андезито-дациты, их туфы; 3 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы; 4 — гранодиорит-порфиры (γδп), диоритовые порфиры (δμ); 5 — метаморфизованные габбро; 6 — плагиограниты, гранодиориты; 7 — тектонические нарушения: а — известные и предполагаемые, б — прогнозируемые флюидоподводящие; 8 — проявления золота: а — месторождения, б — рудопроявления.

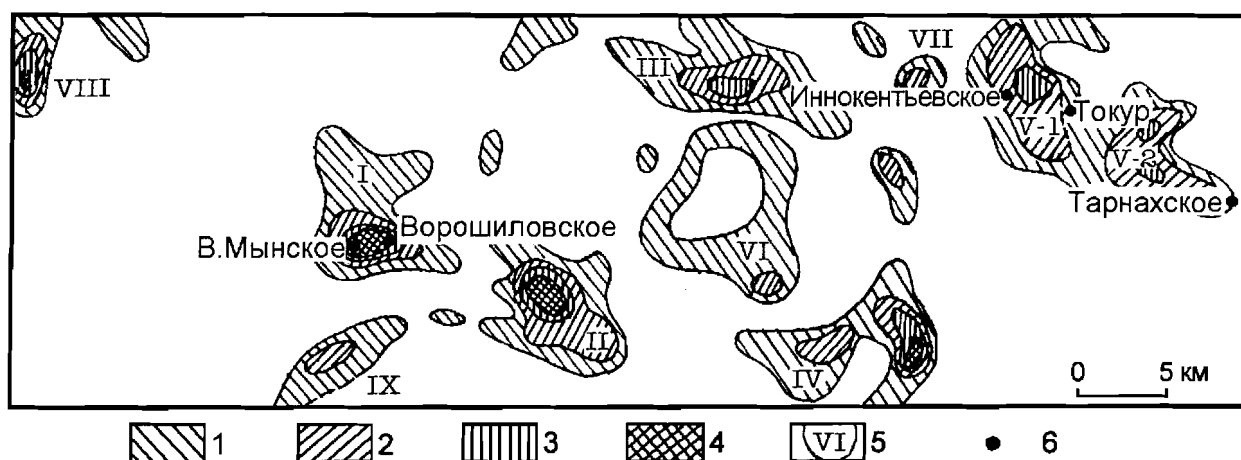


Рис. 77. Геохимическое поле золота:

1-4 — интенсивность геохимического поля, г/т: 1 — 0.002-0.01, 2 — 0.01-0.05, 3 — 0.05-0.25, 4 — более 0.25; 5 — АГП ранга РП: I — Верхнемынское, II — Ангельское, III — Чучинское, IV — Осинское, V-1 — Токурское, V-2 — Байкальское, VI — Семиртакское, VII — Союзное, VIII — Боконтя, IX — Левомынское; 6 — месторождения золота.

Изученная площадь (Приамурье) расположена в центральной части Верхнеселемджинского золоторудного района. В структурном плане она находится в Селемджино-Кебринском блоке Монголо-Охотской геосинклинально-складчатой системы.

Площадь сложена верхнепалеозойскими, в различной степени метаморфизованными песчано-алевролитовыми, аргиллитовыми, вулканогенно-кремнистыми породами. Магматические образования представлены позднепалеозойскими интрузиями кислого, среднего и основного состава, а также раннемеловыми штоками грано-

диорит-порфиров и покровами андезитов и дацитов (рис. 76).

Территория характеризуется высокой рудонасыщенностью. Здесь выявлены россыпи и коренные проявления золота, в частности крупное месторождение Токур, а также несколько мелких — Иннокентьевское, Тарнахское, Верхнемынское, Ворошиловское.

По данным литохимической съемки по потокам рассеяния масштаба 1:200 000 на площади выделяются аномальные поля центростремительных элементов Au (рис. 77), Ag, W, Mo, As, Pb, Zn различного масштаба и интенсивности. Состав этих

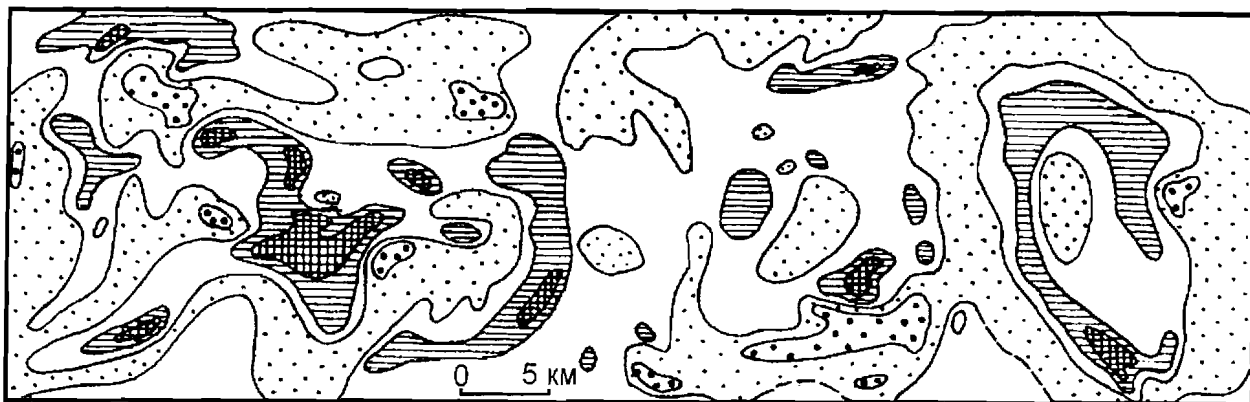


Рис. 78. Геохимическое поле центробежных элементов CrVnNiCo:

1-2 — интенсивность отрицательных аномалий ($n \times 10^{-9}$): 1 — менее 0.5, 2 — 0.5-10; 3-4 — интенсивность положительных аномалий ($n \times 10^{-9}$): 3 — 80-500, 4 — более 500.

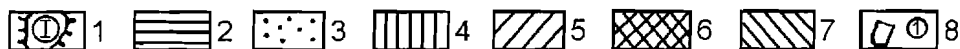
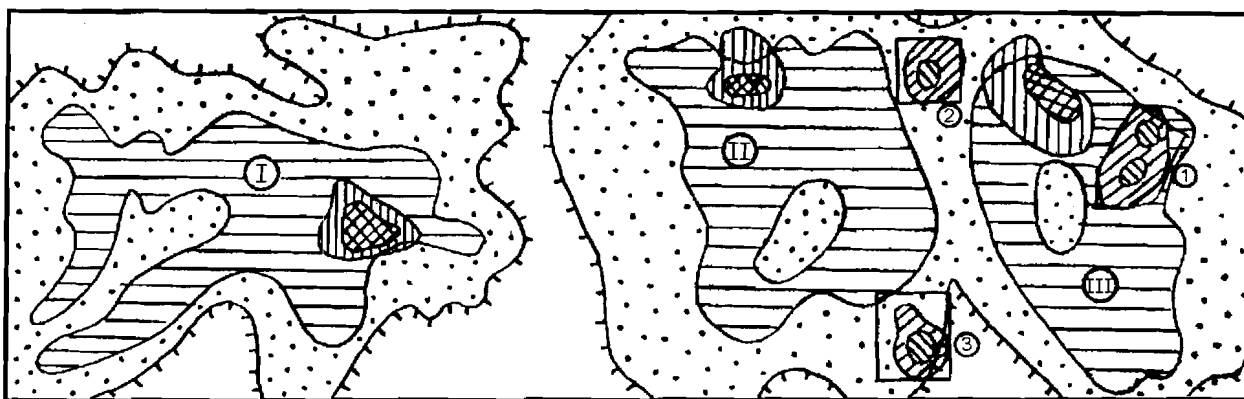


Рис. 79. Прогнозно-геохимическая карта Токурской площади:

1 — внешние контуры АГП ранга РУ: I — Верхнемынское, II — Семиртакское, III — Токурское; 2-3 — строение АГП ранга РУ: 2 — ядерная зона, 3 — зона обмена; 4-5 — АГП ранга РП: 4 — известные, 5 — прогнозируемые; 6-7 — АГП ранга РМ: 6 — известные, 7 — прогнозируемые; 8 — рекомендуемые участки для постановки среднемасштабных заверочных работ: 1 — Байкал, 2 — Союзный, 3 — Осипканский.



Рис. 80. Геохимическое поле центростремительных элементов AuAgAsWMo:

1-4 — интенсивность геохимического поля ($n \times 10^{-23}$): 1 — 1-10, 2 — 10-100, 3 — 100-1000, 4 — более 1000.

элементов является типоморфным для широко проявленного на площади золото-мышьякового геохимического типа (табл. 53). Слабо- и среднеконтрастные аномальные потоки установлены для следующих элементов центробежной группы: Cr, V, Mn, Ni, Co, Ti.

Вскрытие структур АГП рангов рудного узла осуществлялось с использованием ореолов $K_{цб}$ вида $CrVMnNiCo$ (рис. 78). По этим данным выделены АГП Токурское и Верхнемынское упорядоченного строения и АГП Семертакское, для которого зональность проявлена относительно слабо (рис. 78).

Геометризация РС ранга РП, РМ осуществлялась по контуру изолиний второй и третьей градации ореолов золота (рис. 77) и $K_{цс}$ (рис. 79). Из десяти аномалий, выделенных по этому признаку, три приурочены к фланговой зоне концентрации (II, VIII, IX, рис. 76) и рассматриваются как неперспективные на обнаружение промышленного оруденения. Из оставшихся семи, составляющих 6.4% от изученной площади, продуктивность Верхнемынской, Чучинской, Токурской и Семертакской АГП адекватна масштабу известных коренных проявлений золота, то есть прирост запасов в их контурах маловероятен. В пределах Байкальской, Осипканской и Союзной АГП (3.8% от изученной площади) выделены участки для постановки среднемасштабных геохимических работ. На первом из них (участок Байкал) проведена литохимическая съемка по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50000.

Участок Байкал (рис. 81) сложен в различной степени филлитизированными глинистыми сланцами, алевролитами, кварц-полевошпатовыми песчаниками, среди которых отмечаются мелкие штоки и дайки раннемеловых кварцевых диоритов и плагиогранитов. Осадочные породы нередко подвержены окварцеванию и карбонатизации. Интенсивное окварцевание и аномально высокие содержания золота преимущественно наблюдаются в пластах песчаников, которые залегают среди сравнительно мощных толщ глинистых сланцев.

В южной части участка находится золоторудное проявление Секур (рис. 81), вследствие низкого содержания золота и малой мощности жил, отнесенное к разряду непромышленных. В северной части

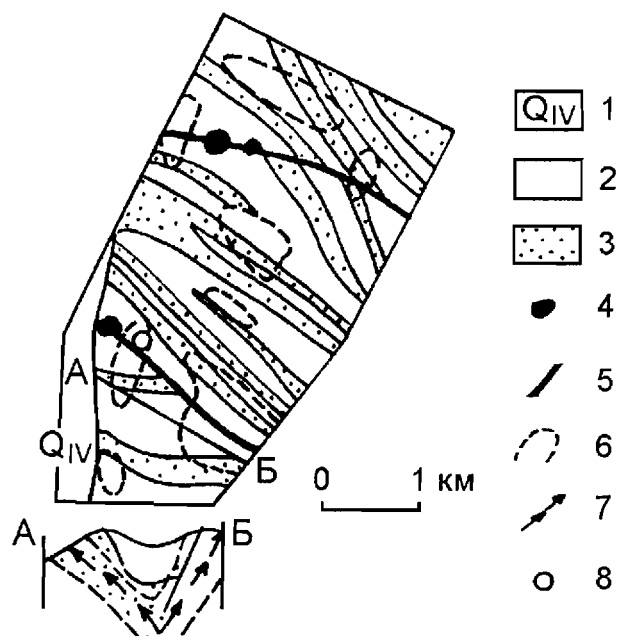


Рис. 81. Схематическая геологическая карта участка Байкал:

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — 3 — породы экимчанской свиты Pz_{2ek} : 2 — алевролиты, аргиллиты, кремнисто-глинистые сланцы, 3 — песчаники; 4 — штоки кварцевых диоритов раннемелового возраста; 5 — разрывные нарушения; 6 — зоны площадного и прожилково-жильного окварцевания; 7 — прогнозируемые направления флюидопотоков (на разрезе); 8 — рудопроявление Секур.

участка в развалах жильного кварца установлены содержания золота до первых десятков граммов на тонну.

По результатам геохимических исследований на участке выделены ореолы центростремительных (рис. 82) и центробежных (рис. 83) элементов, образующие две топологически замкнутых АГП ранга РМ (Байкал, Дразное) упорядоченного строения (рис. 84).

Характерной особенностью АГП Байкал (2.4 км^2) является пространственное совмещение ореолов золота и центростремительных элементов с зоной обмена (рис. 84), то есть их локализация на щелочном барьере. Геометризация АГП ранга РТ (рудной зоны) осуществлялась по второй градации ореолов центростремительных элементов (рис. 82). По положению осей этих аномалий в рельефе предполагается пологое падение в восточных румбах прогнозируемой рудной зоны в западной части участка и субвертикальное — в восточной (рис. 81). В первом случае рудная зона согласуется со слоистостью оса-

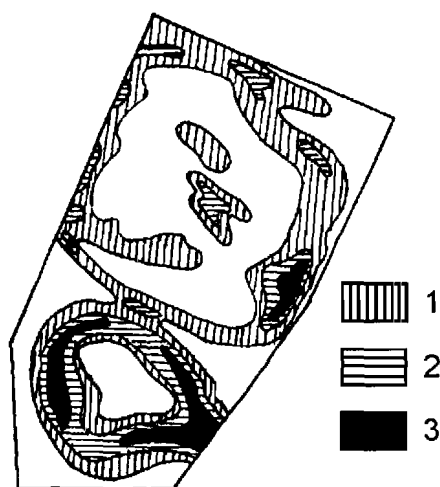


Рис. 82. Геохимическое поле центростремительных элементов AuAsAgPbMoW: 1–3 — интенсивность ореолов ($n \times 10^{-23}$): 1 — 0.05–0.5, 2 — 0.5–5, 3 — более 5.

дочных пород, во втором — контролируется субвертикальным разломом.

АГП Дразное (7.1 км^2) характеризуется ритмично-зональной структурой (рис. 84). В ее пределах геометризваны три АГП ранга РТ, одна из которых приурочена к ядерной зоне, две других — к периферии. По совокупности концентрационных и структурных признаков промышленное оруденение ожидается только в первой из этих трех АГП.

Для каждой из выделенных продуктивных АГП прогнозные ресурсы соответствуют мелкому по запасам месторождению.

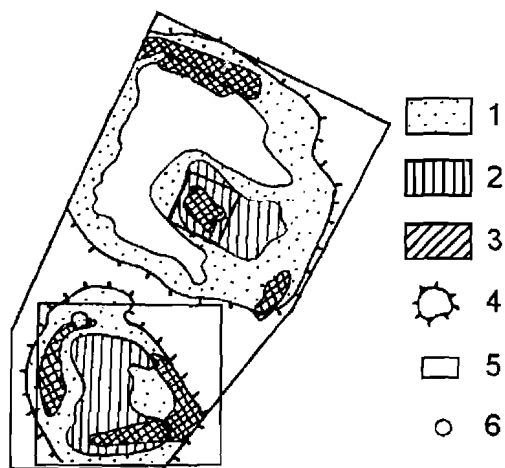


Рис. 83. Геохимическое поле центробежных элементов CrVМnNiCoTi: 1 — интенсивность ореолов выноса ($n \times 10^{-15}$) — менее 100; 2–3 — интенсивность ореолов привноса ($n \times 10^{-15}$): 2 — 1000–10000, 3 — более 10000.

В их пределах рекомендуется производство детальных геолого-геохимических работ масштаба 1:10000.

Приведенные примеры прогнозно-геохимической оценки наглядно иллюстрируют преимущества предлагаемой методики прогноза РС халькофильной специализации по сравнению с стандартной (инструктивной) [60], которые определяются достоверностью прогнозных построений и более жестким уровнем локализации площадей для дальнейших поисков.

Достоверность обеспечивается использованием не только общепринятых концентрационных, но и выделяемых структурных признаков РС. Надежность последних определяется статистически устойчивой позицией известных объектов в контурах зональных АГП на всех уровнях организации вещества [40–42, 137, 160, 168, 171–173] и их отсутствием в пределах нередко продуктивных аномалий неупорядоченного строения. Результаты практической реализации рекомендаций для дальнейших поисков подтверждают геологическую эффективность прогноза РС по совокупности структурных и концентрационных признаков оруденения.

Более высокий уровень локализации площадей достигается, во-первых, за счет исключения из дальнейшего поискового процесса продуктивных аномалий неупорядоченного строения, как соответствующим

Рис. 84. Прогнозно-геохимическая карта участка Байкал:

1–2 — строение АГП ранга РМ: 1 — ядерная зона, 2 — зона обмена; 3 — АГП ранга РТ (рудные зоны); 4 — внешние контуры АГП ранга РМ: I — Байкал, II — Дразное; 5 — рекомендуемые участки для постановки детальных работ; 6 — рудопроявление Секур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Согласно широко распространенным представлениям химические элементы по признаку геохимического сродства, то есть их совместной концентрации в определенных природных системах, подразделяются на халькофильные, литофильные, сидерофильные, атмофильные. Рудогенные (рудно-магматические) системы халькофильной, в меньшей степени литофильной специализации, формируются при активном участии флюидов и рассматриваются нами как гидротермально-метасоматические системы (ГМС).

Характерная черта ГМС — зарождение и эволюция в режиме поэтапного подвода вещества и энергии и как следствие их многоуровневое строение. Последовательность образования отдельных членов таких систем характеризуется следующим рядом (от ранних к поздним): ГМС ранга рудного района (РР), рудного узла (РУ) — рудного поля (РП) — рудного месторождения (РМ) — рудного тела (РТ). Этапность эволюции определяется генезисом конечного члена ГМС и распространенностью рудного элемента в земной коре. Разноранговые ГМС объединяются общностью системных (универсальных) свойств состава и строения, минералого-геохимической эволюции, механизмов массопереноса и рудоконцентрации.

Продуктивные ГМС халькофильного профиля на всех уровнях организации в подавляющем большинстве случаев характеризуются отчетливым зональным строением, выражающемся в смене от центра к периферии проявлений преимущественно кварц-светлослюдистых ассоциаций (аргиллизитов, вторичных кварцитов, березитов, грейзенов, гумбеитов) проявлениями темноцветных ассоциаций (пропилитами, биотититами, пропилитовыми парагенезисами контактовых роговиков и т.п.), в вулканогенных ГМС — полевошпатовыми метасоматитами (альбитофирами, калишпатофирами, фельдшпатофирами). Для ГМС литофильной специализации зональность может быть проявлена на региональном

уровне, тогда как на локальном — зональные структуры, как правило, не наблюдаются. Такое строение ГМС находит свое отражение в составе и строении соответствующих аномальных геохимических полей (АГП).

На основе анализа значительной по объему информации (сотни АГП) установлены системообразующие геохимические свойства ГМС халькофильной специализации. Они проявляются в закономерной позиции генетически родственных ореолов привноса-выноса центростремительных и центробежных элементов, образующих топологически замкнутые системы объемно-зонального строения. От центра к периферии выделяются три зоны:

- ядерная зона — область концентрации центростремительных и деконцентрации центробежных элементов;
- зона обмена, характеризующаяся диаметрально противоположным спектром;
- фланговая зона концентрации — область повышенных содержаний центростремительных элементов при субфоновых центробежных.

Состав центростремительных элементов отражает металлогеническую специализацию соответствующих ГМС. Спектр центробежных элементов вне зависимости от ранга АГП универсален [Ca, Mg, Fe, Ni, Co, Mn, Cr, V (Ba, Ti, Sc, Sr)], что предопределяет возможность широкого использования установленной закономерности в прогнозных построениях.

При качественной однородности спектра центробежных элементов для АГП старших рангов (РР, РУ, РП), предположительно более характерны Mg, Fe, Co, Ni, Mn, Sc, тогда как для полей локального уровня (РМ, РТ) приоритеты смещаются в сторону Ca, Sr, Ba, Cr при сквозной позиции V и Ti. На конкретном уровне организации структура АГП усложняется векторной зональностью по восходящим направлениям флюидопотоков в ядерной зоне. На уровне РТ эта зональность проявляется для ореолов привноса центростремитель-

ных элементов и характеризуется известным универсальным рядом [126]. Для АГП старших рангов установлен преимущественный вынос центробежных элементов: с глубоких горизонтов — Ва и V, из средних частей — Со и Ni, с верхних горизонтов — Cr и Mn. Выявленная закономерность имеет тенденции к универсальности.

Антагонизм химического состава ядерной зоны и зоны обмена АГП хорошо объясняется с позиций конвективного тепло-массопереноса [215, 216]. Характерной особенностью конвективной модели является наличие как восходящих флюидопотоков, так и латеральных, нисходящих и направленных внутрь системы. На примере плутоногенной ГМС показано, что такое разноориентированное движение макрообъемов флюидов может быть обеспечено совокупным действием регионального градиента температуры и давления и локальной анизотропии термобарического поля, вследствие возникающих в закрытой неравномерно пористой системе явлений сжатия (напора) и разряжения (вакуума).

Многократная циркуляция растворов по замкнутому циклу в закономерно меняющихся кислотно-щелочных условиях определяет вещественно-минеральный состав и пространственно-временные соотношения образующихся метасоматических пород ядерной зоны и зоны обмена, характер и направленность процессов мобилизации, транспорта и осаждения химических компонентов. При этом векторы миграции центростремительных элементов направлены от периферии к центру системы, центробежных — в обратном направлении. В таком случае по отношению к центростремительным (рудным) элементам зона обмена является областью питания, ядерная зона — разгрузки.

Эволюция многоуровневых ГМС в последовательности от старших к младшим членам системы в режиме многофазовой мобилизации рудного вещества из вмещающего субстрата определяет этапность процессов рудоконцентрации. Этапность подтверждается в эмпирически установленном квантовании содержаний рудных элементов по рангам многоуровневых систем, что проявляется в полимодальном облике кривых прогнозных ресурсов.

Конечным продуктом поэтапной концентрации рудных компонентов являются в различной степени минерализованные

участки (АГП рангов РМ, РТ), в том числе и месторождения. По эмпирическим данным установлено, что масштаб рудной минерализации (Р, q) опосредованно, через масштаб гидротермального процесса, связан с интенсивностью перераспределения центробежных элементов на всех уровнях организации систем (РТ — РМ — РП — РУ, РР), а соответственно и со степенью проявленности объемной геохимической зональности. Усеченность полного цикла развития ГМС, фиксируемая в появлении членов с хаотичным строением, приводит к затуханию гидротермального процесса, высокие концентрации рудных элементов, соответствующие системам младшего ранга (РМ, РТ), не достигаются и месторождений не образуется. В этой связи степень упорядоченности структур разноранговых АГП и квантование содержаний рудных элементов в многоуровневых системах рассматриваются как важнейшие и неперенные признаки концентрированного оруденения халькофильного профиля на всех стадиях поисков.

Изложенные выше теоретические воззрения лежат в основе предлагаемой методики прогноза продуктивных рудогенных систем, опирающейся на серию традиционно используемых концентрационных и выделяемых структурных геохимических признаков. Эта методика предусматривает следующую последовательность основных операций:

1. Выделение моно- и полиэлементных ореолов на ландшафтно-геохимической основе, оценка их продуктивности.

2. Геометризация разноранговых АГП, оценка упорядоченности их структур.

3. Оценка прогнозных ресурсов АГП.

4. По совокупности геохимических, вещественно-минеральных, генетических (анализ источников вещества и энергии), морфоструктурных, геофизических и других поисковых признаков прогноз РС с выделением участков I и II очереди изучения.

Геометризация АГП представляется рациональной с использованием ореолов центробежных элементов ($K_{цб}$ и $K_{и}$) или после незначительной адаптации — в рамках существующих программных средств (АСОД ГЕОПОЛЕ). Степень упорядоченности структур АГП предлагается оценивать по соотношению продуктивностей ореолов привноса-выноса центробежных и центростремительных элементов ($\lambda_{и} = +P_{и}/-P'_{и}$,

$$\lambda_{\text{цб}} = +P_{\text{цб}} / -P'_{\text{цб}}).$$

Локализация младших членов АГС (их ядерных зон) при мелко- (АГП ранга РП, РМ), среднемасштабных (РМ) исследованиях рациональна с позиций поэтапного концентрирования рудного вещества в процессе рудообразования, с использованием предлагаемого алгоритма способа классификации характеристик по плотности распределения (разд. 7. 4.).

Оценку прогнозных ресурсов предлагается осуществлять в традиционном варианте [60], опираясь на следующие установленные закономерности, рекомендуемые способы и полученные результаты определения частных параметров и характеристик литохимических аномалий и прогнозируемого оруденения:

1. Доля балансовых руд α находится в функциональной зависимости от ранга (площади) АГП и распространенности главного компонента прогнозируемых руд в земной коре.

2. Значения коэффициентов остаточной продуктивности k и k' определяются многими факторами, влияние которых во многом еще недостаточно исследовано. Для золоторудных объектов установлена зависимость k от крутизны склонов и сульфидности руд. Значения k' существенно зависят от метода пробоподготовки (стандартная расситовка и мокрая сепарация). При мокрой сепарации в нестационарном водном потоке происходит бессистемное, не поддающееся учету разубоживание пробы, что негативно сказывается на надежности прогнозной оценки.

3. В аномальных точках (точках опробования) гипергенных ореолов установлена отчетливая дифференциация геохимиче-

ских ассоциаций в координате высот, соответствующая универсальному ряду зональности (РТ) и ряду относительного выноса центробежных элементов (РМ-РУ). Эта закономерность реализуется в предлагаемом способе оценки уровня среза РТ и АГП старших рангов.

4. Оптимальным геохимическим параметром условий залегания рудных залежей является показатель асимметрии подвижности элементов ($\Pi_{\text{ап}}$), с использованием которого возможна количественная оценка углов падения наклонных рудных тел. Качественная идентификация оруденения крутого и субвертикального залегания более надежна.

5. По результатам изучения геохимических характеристик 78 золоторудных проявлений установлено, что количественные соотношения содержаний химических элементов являются надежными индикаторами глубинности их формирования и вещественно-минерального состава. С этих позиций проведена систематизация изученных объектов, представляющая собой реальную основу научно обоснованной классификации золоторудных месторождений и корректной оценки формационной принадлежности прогнозируемого оруденения по геохимическим данным.

Практическая реализация разработанных методических подходов прогноза продуктивных рудогенных систем позволяет существенно повысить уровень локализации оцениваемых площадей по сравнению с традиционными методами (в 4–5 раз) при одновременном повышении надежности прогноза. Этим определяется геолого-экономическая эффективность предлагаемой методики.

1. Абрамсон Г.Я., Григорян С.В., Григоров С.А., Морозов В.И. Об оценке геохимических ореолов золоторудных месторождений // Рациональная последовательность работ при геохимических поисках. М.: 1982. С. 38–40. (ИМГРЭ).
2. Алабин Л.В. Геохимические исследования и прогнозная оценка золоторудных месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохим. поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. С. 5–6. (ИМГРЭ).
3. Баранов Э.Н. Геохимические поля выноса рудообразующих систем // Тез. докл. IV Междунар. симп. по проблемам прикладной геохимии. Т. 1. Иркутск: 1994. С. 75–76. (ИГХ).
4. Барсуков В.Л., Борисов М.В. Формирование «отрицательных ореолов» при автосмещении гидротерм // Современные проблемы теоретич. и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987.
5. Барсуков В.Л., Григорян С.В., Овчинников Л.Н. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Наука, 1981. 436 с.
6. Безирганов Б.Г. Использование поисковой модели для прогноза рудоносности на флангах и глубоких горизонтах разведываемых месторождений // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. (ИМГРЭ).
7. Белогуб В.Н., Шапочка И.И., Романовский Н.П. Место мезо-, кайнозойского гранитоидного магматизма в тектоническом развитии Приамурья и некоторые элементы металлогении (по геофизическим данным) // Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971.
8. Бельчанская Л.Н., Лям Л.А. Особенности первичных ореолов золотосеребряного оруденения как основа интерпретации геохимических аномалий // Тез. докл. II Всесоюз. совещ.: Методы разбраковки и оценки перспектив геохим. аномалий и аномальных площадей. Магадан: 1982. С. 93–95. (СВПГО).
9. Бетехтин А.Г. Курс минералогии. Изд. 3-е. М.: Госгеолтехиздат, 1961.
10. Беус А.А. Геохимический анализ явлений высокотемпературного постмагматического метасоматоза и рудообразования в гранитоидах // Химия земной коры. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
11. Беус А.А. Геохимия литосферы. М.: Недра, 1972. 296 с.
12. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И., Константинов М.М. и др. Принципы формационной классификации месторождений цветных и благородных металлов // Сов. геология. 1984. № 6. С. 3–12.
13. Бородин В.П. Методика мелкомасштабного обобщения данных литохимических съемок по потокам рассеяния // Тез. докл. II Всесоюз. совещ.: Методы разбраковки и оценки перспектив геохимии аномалий и аномальных площадей. Магадан: 1982. С. 33–34. (СВПГО).
14. Бородин В.П., Бровчук И.Ф., Астафьев В.Н. Обобщение поисковых геохимических данных при литохимических съемках по потокам рассеяния // Геохимические методы и научно-технический прогресс в геологическом изучении недр. М.: Наука, 1989. С. 160–165.
15. Ботраков Г.В. Опыт применения литохимической съемки при крупномасштабных поисках в полях мезозойских даек (Становая зона) // Тез. докл. IV Междунар. симп. по проблемам прикладной геохимии. Т. 1. Иркутск: 1994. С. 131–132. (ИГХ).
16. Бровчук И.Ф., Хорин Г.И. Поиски золото-серебряных и оловорудных месторождений по их первичным ореолам // Методы прикладной геохимии. Ч. 1. Иркутск: 1981. 109 с.
17. Буряк В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип золотого оруденения // Геология рудных месторождений. 1975. № 2.
18. Ваняrx В.З., Солнцев С.С. Использование особенностей объемной эндогенной геохимической зональности для оценки перспектив медно-порфирового оруденения северного Прибалхашья // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохим. поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. С. 16–17. (ИМГРЭ).
19. Варгунина Н.П. Геохимическая специализация вулканических комплексов в районе с полиформационным оруденением // Тез. докл. III Всесоюз. совещ.: Геохимия рудных районов. Благовещенск: 1986. С. 37–38.
20. Василевский М.М. Вулканизм, пропилизация и оруденение. М.: Недра, 1973. 278 с.
21. Вернадский В.И. Очерки геохимии. М.: Наука, 1983.
22. Винокуров И.П., Габышев А.Н. Типоморфные элементы погребенных россыпей и перекрывающих их кайнозойских отложений // Геохим. критерии прогноза и оценки месторождений. М.: Наука, 1988. С. 106–112.
23. Вихтер Б.Я. Золото в современных геологических процессах. М.: Недра, 1993. 106 с.
24. Воробьев С.А., Шваров Ю.В. Программы для обработки геохимических данных на микро-

калькуляторах. М.: Недра, 1984.

25. Временные методические рекомендации по проведению литохимических поисков на территории деятельности ДВТУ. Хабаровск: 1977. 55 с. (ДВТУ).

26. Вьюнов Д.Л. Основные принципы и методика геохимической классификации месторождений золота и серебра // Геология и минеральные ресурсы Амурской области. Благовещенск: 1995. С. 179–182. (Амургеолком).

27. Геологический словарь / К.Н. Паффенгольц, Л.И. Боровиков и др. М.: 1978.

28. Геолого-генетические модели рудных формаций / В.А. Кузнецов, Э.Г. Дистанов, А.А. Оболенский и др. // Генетич. модели эндогенных рудных формаций. Т. 1. Новосибирск: 1983. С. 5–14.

29. Геофизические методы поисков и разведки. Л.: Недра, 1982. 304 с.

30. Гинзбург А.И., Эпштейн Е.Н. Карбонатитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 152–220.

31. Гинзбург И.И. Опыт разработки теоретических основ геохимических методов поисков. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

32. Головин А.А., Краснова Т.С. Отбраковка зон рассеянной минерализации на рудном Алтае с использованием показателей интенсивности и концентрации // Литохимич. методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. М.: Наука, 1985. С. 40–48.

33. Гольдмахер И.В., Ланда В.Е. Геохимические и геофизические модели как основа оценки перспектив глубоких горизонтов и флангов месторождений // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. С. 23. (ИМГРЭ).

34. Гольдшмидт В.М. Кристаллохимия. М.: 1937. 62 с. (ОНТИ).

35. Гончаров В.И. Систематика золото-, сереброрудных месторождений вулканогенных поясов // Тихоокеанская геол. 1982. № 1. С. 60–69.

36. Гончаров В.И., Сидоров А.А. Термобарохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.

37. Гравиразведка. М.: Недра, 1990. 607 с.

38. Гребенщикова В.И., Шмотов А.П. Геохимические этапы распределения золота при формировании Зунхолбинской золоторудной системы (Восточный Саян) // Тез. докл. IV Междунар. симп. по проблемам прикладной геохимии. Т. 1. Иркутск: 1994. С. 85–86. (ИГХ).

39. Гречишников А.В. О сосаждении рудогенных элементов при формировании рудных тел // Изв. вузов. Сер.: Геол. и разведка. 1992. № 3. С. 78–83.

40. Григоров С.А. Прикладные аспекты структурного метода поисков по геохимическим данным / Теория и практика геохимических по-

исков в современных условиях. М.: Наука, 1990. С. 68–79.

41. Григоров С.А., Куклин А.А., Куклин А.П., Розенблюм И.С. Функциональная система геохимической зональности как основа интерпретации геохимической информации для целей прогнозирования и оценки эндогенного золотого оруденения // Тез. докл. сессии Сибирского отделения СГПМ: Повышение эффективности геохимич. методов поисков в таежных районах. Иркутск: 1986.

42. Григоров С.А., Куклин А.А., Куклин А.П. и др. О структурах геохимических полей на месторождениях Северо-Востока СССР // Докл. АН СССР. 1988. № 1.

43. Григоров С.А., Куклин А.П., Розенблюм И.С. Разбраковка литохимических ореолов, образованных потоками рассеяния, на основе выделения ореольных систем различных иерархических уровней // Тез. докл. III Всесоюз. совещ.: Геохимия рудных районов. Благовещенск: 1986. С. 109–110. (АмурКНИИ).

44. Григорян С.В. Рудогенные геохимические аномалии. М.: Недра, 1982.

45. Григорян С.В., Морозов В.И. Вторичные литохимические ореолы при поисках скрытого оруденения. М.: Наука, 1984.

46. Григорян С.В., Морозов В.И. Оценка степени соответствия параметров ореолов в рыхлом и коренном залегании по интенсивности миграции элементов в зоне гипергенеза // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. М.: 1982. (ИМГРЭ).

47. Григорян С.В. Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. М.: Недра, 1987.

48. Григорян С.В., Соловьев Е.Б. Особенности первичных ореолов Холоднинского месторождения // Геохимич. работы и методика их проведения в зоне БАМ. М.: 1984. С. 90–125. (ИМГРЭ).

49. Гундобин Г.М. Первичные ореолы рудных районов. Новосибирск: Наука, 1980. 128 с.

50. Гусев А.А. Аномальные структуры геохимических полей Инского золоторудного узла // Тез. докл. IV Междунар. симп. по проблемам прикладной геохимии. Т. 1. Иркутск: 1994. 174 с. (ИГХ).

51. Домарев В.С. Рудные формации как историко-геологические образования // Геология рудных месторождений. 1968. № 4. С. 17–28.

52. Дэна Д., Дена Э., Пелач Ч. и др. Система минералогии. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1950.

53. Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р. Основные типы минералого-геохимической зональности и перспективы редкометально-сульфидного оруденения Шабрез-Саргардонского рудного поля // Геохимич. критерии прогноза и оценки рудных месторождений. М.: Наука, 1988. С. 51–60.

54. Жариков В.А. Скарновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 220–302.

55. Жариков В.А., Омеляненко Б.И. Клас-

сификация метасоматитов // *Метасоматизм и рудообразование*. М.: Наука, 1978. С. 9–28.

56. *Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // *Изучение закономерностей размещения минералов при металлогенич. исследовании рудных районов*. М.: Недра, 1965. С. 119–194.

57. *Иванов В.В., Панфилов Р.В.* О зависимости между рассеянием и концентрацией в общем геохимическом цикле миграции элементов в земной коре // *Геохимия*. 1985. № 9. С. 1250–1258.

58. *Ивенсан Ю.П., Левин В.И.* Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // *Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области*. Магадан: Наука, 1975.

59. *Ивлев Р.Р., Митрофанский В.Ф., Киселев Ф.К.* Объемная геохимическая зональность медно-порфирового месторождения Актогай // *Геохимич. критерии прогноза и оценки рудных месторождений*. М.: Наука, 1988. С. 73–80.

60. Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983.

61. *Каждан А.Б., Мессерман И.З., Лаврова Т.Ю.* Методические рекомендации по сбору и компьютерной обработке геологической, геохимической и геофизической информации с целью выявления рудных узлов, полей и месторождений при многоцелевом геохимическом картировании различных масштабов. М.: 1994. 85 с. (МГГА).

62. *Казицин Ю.В.* Метасоматизм гидротермальных месторождений. Л.: Недра, 1972. 145 с.

63. Карбонатиты. М.: Мир, 1969. 475 с.

64. *Квятковский Е.М.* Литохимические методы поисков эндогенных рудных месторождений. Л.: Недра, 1977. 189 с.

65. *Квятковский Е.М., Крицук И.М.* Количественная интерпретация вторичных литохимических ореолов рассеяния // *Литохимич. поиски рудных месторождений*. Алма-Ата: Наука, 1972.

66. *Китаев Н.А.* Рудно-геохимическая зональность золоторудных месторождений // *Геохимич. поиски по первичным ореолам*. Новосибирск: Наука, 1983.

67. *Китаев Н.А., Малямин Н.Е.* Проблемы крупномасштабного прогнозирования с использованием ЭВМ // *Тез. докл. VIII сес. Сиб. отд. СГПМ: Повышение эффективности геохимич. методов поисков в таежных районах*. Иркутск: 1986. С. 27–32.

68. *Ковтонюк Г.П., Мельников В.Д.* Закономерности размещения гидротермалитов Соловьевской аномалии / *Минерагения Приамурья*. Владивосток: 1989. С. 53–65. (ДВНЦ).

69. *Козлов В.Д., Воловикова З.Н., Свадковская Л.Н.* Распределение щелочных элементов,

свинца, цинка и фтора в биотитах палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // *Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири*. М.: Наука, 1965.

70. *Колесников В.В.* К методике геохимических поисков погребенных россыпей // *Геохимия рудных районов*. Благовещенск: 1986. С. 55–56. (АмурКНИИ).

71. *Колтунов С.В.* Минералого-геохимическое изучение золотоносных россыпей при поисках золоторудных месторождений // *Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях*. Т. 7. М.: 1988. С. 78–79. (ИМГРЭ).

72. *Кононов В.А., Кичанов В.Д., Соколов С.В., Литвинцев В.В.* Геолого-геохимические особенности рудопоявления золото-серебряной рудной формации // *Тез. докл. Всесоюз. совещ.: Рудные формации структур зоны перехода континент-океан*. Т. 2. Магадан: 1988.

73. *Кононов В.А., Кичанов В.Д., Соколов С.В., Литвинцев В.В.* Геолого-геохимические критерии золото-серебряного оруденения в внутренней зоне ОЧВП // *Тез. докл. Всесоюз. совещ.: Научные принципы прогнозирования эндогенного оруденения в восточно-азиатских вулканич. поясах СССР*. Ч. 5. Хабаровск: 1988.

74. *Константинов М.М.* Геохимические типы золотого оруденения в вулканических областях // *Докл. АН СССР*. 1977. Т. 234. № 1. С. 180–183.

75. *Константинов М.М.* Золотое и серебряное оруденения вулканогенных поясов мира. М.: Недра, 1984. С. 165.

76. *Константинов Р.М., Жариков В.А., Омеляненко Б.И.* Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965.

77. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов // *Основные проблемы учения о магматогенных рудных месторождениях*. М.: Изд-во АН СССР, 1995. С. 335–367.

78. *Коржинский Д.С.* Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.

79. *Кормилицын В.С., Строна П.А.* Мезозойские рудные формации Забайкалья // *Условия образования и закономерности размещения полезных ископаемых*. Л.: 1971. С. 30–39. (ЛГИ).

80. *Коробейников А.Ф., Ерофеев Л.Я., Номоконова Г.Г., Пшеничкин А.Я.* Комплексирование геохимических и геофизических методов поисков золотого оруденения в горно-таежных условиях // *Геохимич. поиски рудных месторождений в таежных районах*. Новосибирск: Наука, 1991. С. 100–108.

81. *Котляр В.Н.* Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970. 462 с.

82. *Кравцова Р.Г., Труфанова Л.Г., Андрулайтис Л.Д.* Геохимическая зональность и методы ее выявления при поисках на флангах и глубоких горизонтах промышленных месторож-

- дений // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. С. 58–59. (ИМГРЭ).
83. Краткий справочник по геохимии. М.: Недра, 1977. 184 с.
84. Кузевный И.С., Макаров В.А. Результаты комплексного геохимического изучения колчеданно–полиметаллических объектов Восточной Тувы // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория практика геохимич. поисков в современных условиях. Вып. 4. М.: 1988. С. 54–54. (ИМГРЭ).
85. Лебедева Л.И., Смыслов А.А. Геохимическая зональность кимберлитов и вмещающих пород и ее поисковое значение // Геохимич. критерии прогноза и оценки рудных месторождений. М.: Наука, 1988. (ИМГРЭ).
86. Летников Ф.А. К проблеме геохимической самоорганизации рудно–магматических систем // Тез. докл. IV Междунар. симп. по проблемам прикладной геохимии. Т. 1. Иркутск: 1994. С. 99–100. (ИГХ).
87. Летников Ф.А., Жатнуев Э.Ф. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1986. 210 с.
88. Литвиненко О.К. Геологическая интерпретация геофизических данных. М.: Недра, 1983. 208 с.
89. Лишневский Э.Н. О некоторых особенностях строения земной коры и размещении оловянного и золоторудного оруденения на Дальнем Востоке в свете гравиметрических данных // ДАН СССР. 1968. Т. 181. № 6.
90. Лишневский Э.Н. Опыт металлогенического районирования Сихотэ–Алинского складчатой области (по геолого–гравиметрическим данным) // Сов. геология. 1971. № 6.
91. Лишневский Э.Н. Особенности размещения рудной минерализации в Забайкалье по геофизическим данным // Сов. геология. 1972. № 6.
92. Лишневский Э.Н., Панфилов Р.В., Иванов В.В. Опыт оконтуривания и прогнозной оценки гранитогенных рудных районов Дальнего Востока по геолого–геофизическим и геохимическим данным (на примере олова) // Геохимия рудных районов и геохимич. поиски. Владивосток: 1991. С. 23–31.
93. Ляхович В.В. Акцессорные минералы, их генезис, состав, классификация и индикаторные признаки. М.: Наука, 1968. 275 с.
94. Ляхович В.В. Редкие элементы в породообразующих минералах гранитоидов. М.: Недра, 1972. 200 с.
95. Майоров Н.Ф. Методика поисков медно–никелевых месторождений по наложенным ореолам рассеяния в моренных отложениях на Кольском полуострове // Литохимич. поиски рудных месторождений. Алма–Ата: 1972. С. 227–237.
96. Макаров В.Н. Криогенные геохимические поля скрытых месторождений // Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Т. 7. М.: 1988. С. 87–88. (ИМГРЭ).
97. Макаров В.Н. Перспективы гидрогеохимических поисков в криогенных ландшафтах северных равнин // Геохимия рудных районов. Т. 3. Благовещенск: 1986. С. 116–117. (АмурКНИИ).
98. Макаров В.Н., Винокуров И.П. Геохимические поиски скрытых месторождений в криолитозоне (наложенные криогенные ореолы рассеяния). Якутск: 1988. 108 с. (Ин–т мерзлотоведения АН СССР).
99. Макаров В.Н., Питулько В.М., Саввин А.А., Терентьев В.Н. Комплексирование геохимических методов при оценке руднороссыпной золотоносности закрытых районов криолитозоны // Геохимич. методы поисков рудных месторождений в северных районах Сибири. Якутск: 1979. С. 162–165. (Ин–т мерзлотоведения СО АН СССР).
100. Маркосян А.А., Торосян Р.А. Сравнительный анализ геохимических полей медных месторождений Зангезурской рудоносной области // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Вып. 7. М.: 1988. С. 89–90. (ИМГРЭ).
101. Матковский О.И., Степанов В.Б. Геохимические критерии рудоносности метаморфических пород Раховского района Закарпатья // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Вып. 7. М.: 1988. С. 93. (ИМГРЭ).
102. Мельников В.Д. Золоторудные гидротермалитовые формации. Владивосток: 1984. 132 с. (ДВНЦ АН СССР).
103. Менакер Г.И. Координаты рудных месторождений в физических полях как основа модели регионального металлогенического районирования юга Забайкалья // ДАН СССР, 1970. Т. 191. № 4.
104. Методика изучения гидротермально–метасоматических образований / Е.В. Плющев, О.П. Ушаков, В.В. Шатов, Г.М. Беляев. Л.: Недра, 1981. 262 с.
105. Методические рекомендации по литохимическим методам поисков рудных месторождений по вторичным ореолам рассеяния. М.: 1993. (ИМГРЭ).
106. Моисеенко В.Г. Геохимические основы металлогении золота // Основные проблемы металлогении Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: 1971. С. 156–161.
107. Моисеенко В.Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М.: Наука, 1977. 304 с.
108. Морозов В.И. Литохимические аномалии в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1992. 153 с.
109. Морозов В.И., Бельчанская Л.Н. Корреляция первичных и вторичных ореолов в условиях Северо–Востока СССР // Рациональная последовательность работ при геохимич. поисках. М.: 1982. (ИМГРЭ).
110. Москалева С.В. Гипербазиты и их хро-

митоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.

111. *Мышарин Ю.П., Баумштейн Р.А., Домрачев В.С.* Поиски россыпных месторождений золота по наложенным ореолам // Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Т. 7. М.: 1983. С. 96. (ИМГРЭ).

112. *Набоко С.И.* Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1973. 171 с.

113. *Наумов Г.Б.* Структурно-геохимический подход к решению вопросов рудообразования // Основные проблемы рудообразования и металлогении. М.: Наука, 1990. С. 167–183.

114. *Невструев В.Г.* Типизация эндогенных проявлений Приохотья по минералого-геохимическим признакам // Рудоносность Приамурья. Владивосток: 1987. С. 45–53.

115. *Некипелая С.А., Некипелый В.Л.* Возможности геохимического картирования при изучении эталонного золоторудного объекта // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Вып. 5. М.: 1988. С. 56–57. (ИМГРЭ).

116. *Нестеров О.Н.* Опыт использования элементов выноса при оценке и разбуровке золото-серебряного оруденения с крайне неравномерным распределением рудных компонентов // Тез. докл. III Всесоюз. совещ.: Геохимия рудных районов. Благовещенск: 1986. 84 с.

117. *Нехорошков Ю.Ф.* Методика прогнозной оценки россыпной золотоносности по результатам литохимических поисков // Геохимия рудных районов. Т. 3. Благовещенск: 1986. С. 132. (АмурКНИИ).

118. *Никитин В.Д.* Пегматитовые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 84–151.

119. *Носырев М.Ю., Парышев В.Г.* Петрофизическая характеристика месторождений в вулканотектонических структурах Буреинского массива // Тихоокеанская геол. 1989. № 4.

120. *Овчинников Л.Н., Баранов Э.Н.* Первичные ореолы и вопросы генезиса колчеданных месторождений // Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Свердловск, 1978.

121. *Овчинников Л.Н., Рифтин В.М., Головин А.А.* Первичные геохимические ореолы колчеданных месторождений и их поисковое значение. М.: Недра, 1986. 25 с.

122. *Овчинников Л.Н., Григорян С.В., Баранов Э.Н.* Зональность первичных геохимических ореолов гидротермальных месторождений и их поисковое значение // Изв. вузов. Сер.: Геол. и разведка. 1973. № 10.

123. *Овчинников Л.Н.* Прикладная геохимия. М.: Недра, 1990. 248 с.

124. *Овчинников Л.Н.* Прогноз рудных месторождений. М.: 1992. 308 с.

125. *Овчинников Л.Н.* Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.

126. *Овчинников Л.Н., Григорян С.В.* Законо-

мерности состава и строения первичных геохимических ореолов сульфидных месторождений // Науч. основы геохимич. методов поисков глубокозалегающих месторождений. Иркутск: 1970. (СибГЕОХИ).

127. *Омельяненко Б.И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М.: Недра, 1978. 215 с.

128. Основные типы рудных формаций / *Ю.А. Косыгин, Е.А. Кулиш.* М.: Наука, 1984.

129. *Остапенко Н.С., Моисеенко В.Г.* Золото терригенно-вулканогенных пород геосинклинальной толщи в эндогенных процессах // Тез. докл. IV Междунар. симп. по проблемам прикладной геохимии. Т. 1. Иркутск: 1994. С. 49–50. (ИГХ).

130. *Павлов А.Л.* Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. Новосибирск: Наука, 1976. 300 с.

131. *Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высш. школа, 1979.

132. *Петраченко Р.И.* Геохимические особенности измененных пород золото-серебряных рудных полей // Геол. и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: 1985. С. 83–94. (ДВНЦ АН СССР).

133. *Петровская Н.В.* Самородное золото. М.: Наука, 1973.

134. *Петровская Н.В., Сафронов Ю.Т., Шер С.Д.* Формации золоторудных месторождений // Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976. С. 3–110.

135. *Петровская Н.В.* Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР // Проблемы генезиса руд. Вып. 16. М.: Наука, 1960. С. 145–159.

136. *Питулько В.М.* Вторичные ореолы рассеяния в криолитозоне. Л.: Недра, 1977. С. 197.

137. *Питулько В.М., Крицук И.Н.* Основы интерпретации данных поисковой геохимии. Л.: Недра, 1990. 336 с.

138. *Питулько В.М., Шило Н.А.* Вопросы геохимии мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений // Геол. и геофизика. 1969. № 11.

139. *Плющев Е.В., Шатов В.В.* Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.

140. *Поликарпочкин В.В.* Вторичные ореолы и потоки рассеяния. Новосибирск: Наука, 1976. 407 с.

141. *Поспелов Г.Л.* Парадоксы, геологогеофизическая сущность и механизм метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973.

142. Проблемы постмагматического рудообразования. Т. 1, 2. Прага: изд-во Чехословацкой АН, 1963.

143. *Рафаилович М.С.* Вертикальная геохимическая зональность ведущих геолого-промышленных типов месторождений золота и ее использование при поисковых работах (методи-

химич. поисков в современных условиях. М.: 1988. (ИМГРЭ).

173. Соколов С.В. Структуры геохимических полей разноуровневых золото-рудных систем и их поисковое значение // Тихоокеанская геол. 1990. № 2.

174. Солнцев С.С., Франковская Н.М. Исследование геохимических полей с целью прогноза в Телекайском рудном поле // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. С. 96–97. (ИМГРЭ).

175. Соловов А.П., Досанова Б.А., Кошелева И.А. Анализ результатов литохимических съемок при прогнозно-металлогенических исследованиях // Вестн. Моск. ун-та. Сер. IV: Геол. 1970. № 4. С. 39–55.

176. Соловов А.П., Матвеев А.А. Геохимические методы поисков рудных месторождений. М.: Изд-во МГУ, 1985.

177. Соловов А.П., Шваров Ю.В. Оценка оруденения по литохимическим потокам рассеяния // Разведка и охрана недр. 1980. № 1.

178. Сочеванов Н.Н., Горелова Е.К. Расчеты и методы изображения геохимической зональности по центрам тяжести продуктивных элементов // Методы обработки цифровой информации при геохимич. поисках. М.: 1975. (ИМГРЭ).

179. Справочник по геохимическим поискам полезных ископаемых / А.П. Соловов, А.Я. Архипов и др. М.: Недра, 1990. 335 с.

180. Стенина Н.Г., Сотников В.И., Королук В.Н. Микроструктурные особенности гидротермального жильного кварца как показатель его рудоносности // Геохимия. 1988. № 5. С. 641–653.

181. Степанов В.А., Берзон Р.О. Выявление золото-ртутных руд на ртутных месторождениях // Разведка и охрана недр. 1985. № 2. С. 27–32.

182. Степанов В.А., Берзон Р.О. Рудные формации с ртутистым золотом и геохимическая общность золота и ртути // Геол., методы поисков и разведки месторождений металлич. полезн. ископаемых // Экспресс-информация. 1983. Вып. 4. С. 1–11. (ВИЭМС).

183. Степанов В.А., Берзон Р.О., Никольская С.Б. Золото-ртутные месторождения мира // Геол. методы поисков и разведки месторождений метал. полезн. ископаемых. Обзор. Вып. 2. М.: 1988. 52 с. (ВИЭМС).

184. Таусон Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 279 с.

185. Таусон Л.В. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 231 с.

186. Тихомиров В.С., Барсуков В.Л. Эндогенные ореолы щелочных элементов олово-рудных и золоторудных месторождений в вулканоплутоногенных структурах // Методы прикладной

геохимии. Т. I. Иркутск: 1981. С. 143.

187. Трофимов А.П., Казакевич Н.Т., Хотенов А.В. Средне-крупномасштабное геохимическое прогнозирование колчеданно-полиметаллическое оруденение в Лениногорском районе Рудного Алтая // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимических поисков в современных условиях. Вып. 5. М.: 1988. С. 98. (ИМГРЭ).

188. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б., Шибалева Н.П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом при высоких температурах и давлениях. // Геохимия. 1982. № 8. С. 1094.

189. Хомич В.Г. Формационный анализ при изучении закономерностей размещения золото-серебряного оруденения в областях субэврального вулканизма // Геол. и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: 1985. С. 32–48. (ДВНЦ АН СССР).

190. Хомич В.Г., Иванов В.В., Фатьянов И.И. Типизация золото-серебряного оруденения. Владивосток: 1989. (ДВО АН СССР).

191. Хорин Г.И. Прогнозная оценка ресурсов полезных ископаемых по данным литохимической съемки // Геохимич. методы в геологич. картировании. М.: 1985. (ИМГРЭ).

192. Хорин Г.И. Рудные провинции, районы, узлы Северо-Востока СССР как объекты геохимических поисков // Геохимия рудных районов. Владивосток: 1991. С. 72–77.

193. Хорин Г.И., Бровчук И.Ф., Бородин В.П. Карты геохимических аномалий и полей и геохимическая основа карт прогноза по данным региональных литохимических съемок по потокам рассеяния // Принципы и методы составления геохимич. карт. Владивосток, 1981.

194. Хорин Г.И., Соколов С.В. Прогнозная оценка ресурсов полезных ископаемых по данным литохимической съемки // Геохимич. методы при геологич. картировании. М.: 1985. (ИМГРЭ).

195. Хорин Г.И., Фефелов В.Б., Петропавловский В.Г. О возможности выделения россыпей по геохимическим данным // Тез. докл. II Всесоюз. совещ.: Методы разбраковки и оценки перспектив геохимич. аномалий и аномальных площадей. Магадан: 1982. С. 32–33. (СВПГО).

196. Хорин Г.И., Бородин В.П., Матвеев А.А. Методические рекомендации по литохимическим методам поисков рудных месторождений по потокам рассеяния. М.: 1992. (ИМГРЭ).

197. Челищев Н.Ф. О различной подвижности атомов в минералах при ионном обмене // Геохимия. 1986. № 3. С. 398–402.

198. Шапочка И.И., Сапожникова Е.Н., Фаворская М.А. О соотношении морфоструктур юга Хабаровского края с геофизическими аномалиями и некоторые металлогенические обобщения // Локальное прогнозирование в рудных районах СССР. М.: Наука, 1972. С. 41–55.

199. Шахов Ф.Н. Геология жильных месторо-

ждений. Л.: Наука, 1964.

200. Шестернева И.И. Опыт разбраковки и оценки площадей петрографическими методами // Тез. докл. II Всесоюз. совещ.: Методы разбраковки и оценки перспектив геохимич. аномалий и аномальных площадей. Магадан: 1982. С. 106–108. (СВПГО).

201. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1958.

202. Шульгина И.М. Поведение элементов группы железа на золото-серебряных месторождениях убогосульфидной формации // Тез. докл. IV Всесоюз. совещ.: Теория и практика геохимич. поисков в современных условиях. Вып. 3. М.: 1988. С. 134. (ИМГРЭ).

203. Щепотьев Ю.М., Орешин В.Ю. и др. Рудные формации золоторудных месторождений фанерозоя // Сов. геол. 1994. № 3. С. 60–66.

204. Щерба Г.Н. Грейзеновые месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 378–442.

205. Щербаков Ю.Г. Геохимическая эволюция и рудные формации // Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск: 1976. С. 77–84.

206. Эйриш Л.В. О связи золотоносности с полями силы тяжести на Дальнем Востоке // Тихоокеанская геол. 1984. № 4.

207. Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Соотношение геофизических полей и рудоносности в Становой золотоносной провинции // Геол. и минеральные ресурсы Амурской обл.-ти. Благовещенск: 1995. С. 236–238. (Амургеолком).

208. Эммонс В.Х. Введение в учение о рудных месторождениях. М.-Л.: ГИЗ, 1925. 344 с.

209. Ahfield F. metallogenic epochs and provinces of Bolivia // Mineral. Deposita. 1967. № 2.

210. Bjorklund A., Luma M. Representation of regional, local and residual variability of geochemi-

cal data by means of filtering techniques // Proceedings of the IGP-Second Symposium. Irkutsk, 1981. P. 83–95.

211. Cameron E.M., Siddeley G., Durman C.C. Distribution of ore elements in rocks for evaluation ore potential: Nickel, copper, cobalt and sulphur in ultramafitic rocks of the Canadian Shield // Geochem. Explor. CIM Spec. 1971. Vol. 11. P. 298–313.

212. Emmons W.H. Relation of metalliferous lode systems to igneous intrusives // Trans. Amer. Inst. Miner. Met. Eng. 1927. Vol. 74. P. 29–70.

213. Govett G.I.S., Nikrol J. Lithogeochemistry in mineral exploration // Geophysics and Geochemistry in the Search of Metallic Ores. Ed. Published. Ottawa, 1979. P. 339–362.

214. Levinson A.A. Introduction to exploration geochemistry. The 1980. Supplement. Appl. Publ. Ltd., Wilmette, USA, 1980. P. 615–9241.

215. Norton D. Sourcelints, source regions and pathlines, for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons // Econ. Geol. 1978. Vol. 78. № 1. P. 21–28.

216. Norton D., Knight J. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutons // J. Amer. Sci. 1977. Vol. 277. № 8. P. 937–981.

217. Rosenberg P.E. HF/SiF₄ ratios in volcanics and magmatic gases // Geochim. Et Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 37. № 1. P. 109–112.

218. Spurr J. The ore magmas. A series of essays on ore deposits. 2 vol. New York, 1923.

219. Tomas J.A., Galey J.T. Exploration and geology of the Mt. Emmons molybdenite deposits, Gunnison County, Colorado // Econ. Geol. 1982. Vol. 77. P. 1085–1104.

220. Weissberg B.G. Gold-Silver Ore-Grade Precipitates from New Zealand Thermal Waters // Econ. Geology, 1969, 64.

Сергей Валерьевич Соколов

**СТРУКТУРЫ АНОМАЛЬНЫХ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ
И ПРОГНОЗ ОРУДЕНЕНИЯ**

Подготовлено к печати «Издательством ВСЕГЕИ» по заказу ГПП «Амургеология»
Напечатано с оригинал-макета, подготовленного В.Б. Кондратовичем
(отдел компьютерных технологий ВСЕГЕИ: 199106 Санкт-Петербург,
Средний проспект 74)

Подписано в печать 16.01.98. Формат 60×90/8. Гарнитура Arial. Печать офсетная.
Усл.-печ. л. 19.5. Уч.-изд. л. 21.3. Тираж 500 экз. Цена договорная Зак. № 642.

ЛР № 021049 от 16.04.96 г.

Санкт-Петербургская типография «Наука» РАН
199034, С.-Петербург, 9 линия, д. 12