

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ СКАРНОВО-ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ. Ч. 2

В.Г. Ворошилов

Томский политехнический университет

E-mail: voroshilovvg@ign.tpu.ru

Исследована геохимическая зональность золото-скарновых месторождений Западной Сибири. Выявлено концентрически зональное строение аномальных структур геохимических полей, сопровождающих изученные месторождения. Определены группы концентрирующихся и деконцентрирующихся (по отношению к золоторудным телам) элементов. Установлена тесная пространственная связь золота с комплексом халькофильных элементов-спутников, набор которых может изменяться в ходе эволюции гидротермальной системы. Набор деконцентрирующихся элементов, накапливающихся по периферии рудных тел, в целом стандартный и включает в себя Ni, Co, Cr, V, Ba, Mn. Проведено обсуждение генетических аспектов выявленной геохимической зональности.

Помимо собственно золоторудных скарновых месторождений значительными ресурсами золота обладают многочисленные скарново-магнетитовые месторождения Алтае-Саянской складчатой области. Их золотоносность известна достаточно давно, но в силу ряда причин большинство из них обрабатывалось и продолжает обрабатываться как чисто железорудные. Между тем, многочисленные специализированные исследования показывают, что данная группа месторождений обладает солидным благороднометалльным потенциалом, освоение которого является актуальной задачей. В частности, ревизионными работами, проведенными ООО «Тэтис-Т» на скарново-магнетитовых месторождениях Тельбесского рудного пояса Горной Шории, установлено, что в пределах каждого из рудных полей, входящих в состав пояса, содержатся в промышленных концентрациях десятки тонн золота и серебра [1, 2]. Казское рудное поле, являющееся составной частью Тельбесской группы железорудных месторождений, наиболее полно изучено в отношении благороднометалльного оруденения, поэтому может служить эталоном для разработки модели геохимической зональности скарновых золото-магнетитовых месторождений Западной Сибири.

В тектоническом отношении Казское рудное поле приурочено к Тельбесскому прогибу широтного простирания, сформировавшемуся вдоль глубинного разлома, определившего блоковое строение района и создавшего благоприятные условия для проявления магматизма и метасоматоза. Территория рудного поля представлена субширотным горстом, сложенным венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными отложениями – мраморами, андези-базальтами, андезитами, реже песчаниками, дацитами, относящимися к сухаринскому комплексу Тельбесского сектора Алтае-Кузнецкого венд-раннеордовикского вулканоплутонического пояса [3]. К магматическим образованиям этого этапа отнесен леспромхозный монцогаббро-меланосиенитовый гипабиссальный комплекс, обнажающийся в пределах одноименного месторождения [3].

Венд-ордовикские породы с угловым несогласием перекрываются вулканитами известково-щелочного состава, относящимися к образованиям Алтае-Минусинского ранне-среднедевонского вулканоплутонического пояса. Магматические образования нижнего девона относятся к большереченскому габбро-норитовому и тельбесскому монцодиорит-гранодиорит-меланогранитовому комплексам [3].

Габбро-норитовый комплекс характеризуется низкой щелочностью, слабой дифференциацией и лейкократовым уклоном базитов, что свидетельствует о принадлежности их к слабодифференцированному габбро-норит-диоритовому формационному типу [4].

Тельбесский комплекс представлен субщелочными диоритами (1-я фаза), гранодиоритами и гранитами (2-я фаза).

Скарнирование, магнетитовое и золото-сульфидное оруденение связаны как с леспромхозным, так и с тельбесским комплексами. На магнетиальные и известковые скарны последовательно наложены магнетитовый и золото-сульфидно-кварцевый парагенезисы. Подавляющая часть золотосодержащих скарново-магнетитовых месторождений Казского рудного поля пространственно приурочена к контактовой зоне диоритов тельбесского комплекса, что позволяет считать данный комплекс основным рудогенерирующим для этих месторождений. В пределах рудного поля в настоящее время выделено более 30 золотоносных кварцево-сульфидных зон, обычно приуроченных к периферии магнетитовых залежей [1, 2]. Золото наиболее тесно ассоциирует с галенитом, сфалеритом, пиритом, пирротинном. В структурном плане золотоносные зоны сульфидизации приурочены к тектоническим нарушениям и шарнирам антиклинальных складок (рис. 1). Вертикальный размах золотого оруденения в пределах Казского рудного поля оценивается не менее чем в 1000 м [1].

Для исследования геохимической зональности месторождений нами использованы результаты 4500 спектральных, спектрозолотометрических и

пробирных анализов (на Au и Ag) по керну скважин и горным выработкам восточной части рудного поля (месторождения Центральные Штоки, Дальние Штоки, Южная Зона). Используются следующие геохимические показатели: 1) ассоциации коррелирующихся элементов, выявленные факторным анализом, 2) энергия рудообразования [5], 3) коэффициенты относительной концентрации элементов (ОК) Co:Ni, Pb:Zn [6].

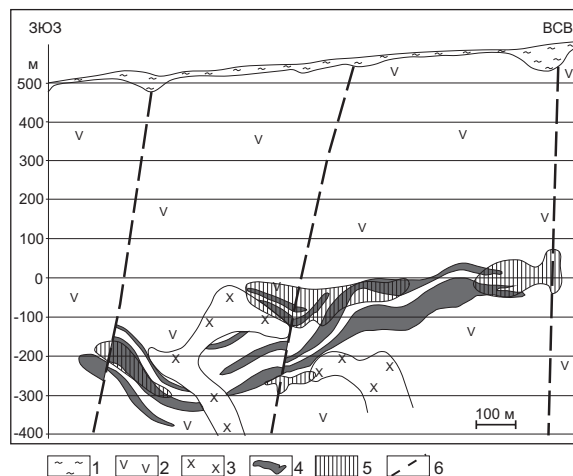


Рис. 1. Продольный геологический разрез через месторождение Южная Зона Казского рудного поля (по материалам ООО «Тэтис-Т»): 1) рыхлые отложения; 2) сухаринский комплекс: андезибазальты, кальцитовые и доломитовые мраморы; 3) диориты тельбесского комплекса; 4) залежи скарново-магнетитовых руд; 5) зоны кварцево-сульфидной минерализации; 6) разрывные нарушения

Структура аномального геохимического поля наиболее наглядно проявляется в продольных разрезах сульфидизированных скарново-магнетитовых залежей (рис. 2). Участки концентрации золото-сульфидной минерализации характеризуются накоплением в центральной их части Au, Ag, Pb, Zn, As, Cu. По данным факторного анализа эту ассоциацию элементов можно представить в виде уравнения регрессии: $F1=0,36Ag+0,35Pb+0,28Cu+0,25Zn+0,23Au+0,19As$.

Содержания элементов выражены в геофонах (отношение содержания элемента в пробе к его фоновому содержанию в соответствующих породах). Уровни фоновых и минимально аномальных концентраций для всех выявленных ассоциаций вычислены по стандартной методике, исходя из логнормального закона распределения. В неизменных породах значения F1 колеблются в пределах 0,55...4,8, а в сульфидизированных скарнах достигают 1580. Области сверхфоновых значений этой ассоциации в целом соответствуют золоторудным телам. Здесь же специализированными исследованиями выявлены повышенные концентрации элементов платиновой группы [7].

Для периферии зон сульфидизации характерно накопление Co, Ni, Cr, связанных с пирит-пирротиновой минерализацией. Уравнение регрессии

для фактора, объединяющего эти элементы, имеет вид: $F2=0,48Ni+0,46Cr+0,20Co$. Значения показателя в неизменных породах не выходят за пределы 0,6...3,0; на периферии зон сульфидизации они достигают 42,0.

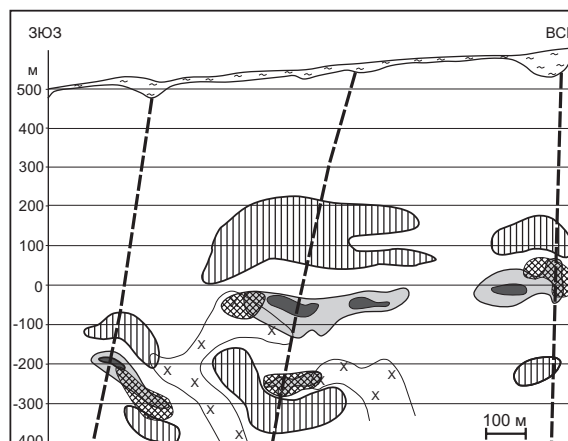
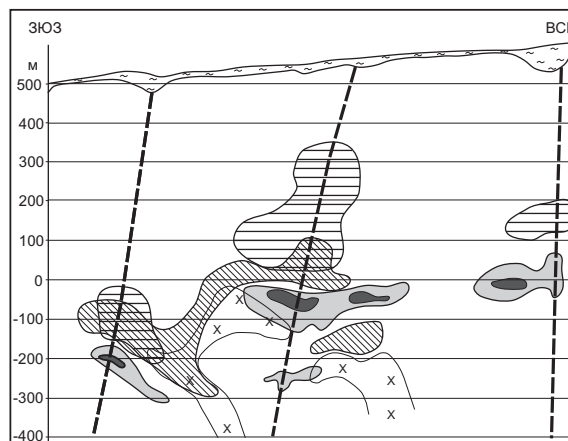


Рис. 2. Распределение аномалий геохимических показателей в разрезе через месторождение Южная Зона Казского рудного поля: 1) $F1=0,36Ag+0,35Pb+0,28Cu+0,25Zn+0,23Au+0,19As$ ($>4,8$); 2) $F2=0,48Ni+0,46Cr+0,20Co$ ($>3,0$); 3) $F3=0,47Ba+0,42Mn$ ($>2,4$); 4) Ti (более 0,55 %); 5) ОК Co:Ni (более 12,0); 6) ОК Pb:Zn (более 50,0)

Факторным анализом выявлена также ассоциация $F3=0,47Ba+0,42Mn$, аномальные значения которой (до 35,0) приурочены к надрудной части и тяготеют к рудоконтролирующим разрывам. В неизменных породах колебания показателя составляют 0,7...2,4.

На периферии зон сульфидизации, находящейся вблизи контакта с диоритами, обычно отмечаются аномалии титана (0,7...1,0 % при минимально-аномальном уровне содержаний в неизменных породах 0,55 %).

Аномальные значения ОК Co:Ni (до 50,0 на фоне 5,8...12,0 во вмещающих породах) характерны для флангов зон сульфидизации и обычно тяготеют к рудоконтролирующим разрывам. Наиболее интенсивные аномалии показателя ОК Pb:Zn (до

10000 на фоне 5...50) отмечаются в надрудной области (в 40...60 м выше зон сульфидизации); менее интенсивные (до 500) – в подрудной.

Показатели энергии рудообразования рассчитаны отдельно для концентрирующихся (Au, Cu, Ag, Bi, As, Pb, Zn) и деконцентрирующихся (Ni, Co, V, Ba) в золоторудных телах элементов. Для концентрирующихся элементов максимальные значения (до 11000) показателя энергии рудообразования ($E_{конц}$) установлены в центральных частях зон сульфидизации, во вмещающих породах его колебания не выходят за пределы –1,0...70,0. Деконцентрирующиеся элементы накапливаются на периферии зон сульфидизации, где значения показателя $E_{деконц}$ достигают 50,0 при фоновых значениях от –1,4 до 8,0.

Обсуждение результатов

Характерной чертой геохимии золота является высокая степень устойчивости его протосвязей (унаследованных от протопланетно-мантийного уровня) с Fe, Ag, Cu, Ni, Co, Hg, Mn, Ti, Mg, P [8, 9]. В собственно гидротермальном процессе наиболее тесные связи золота устанавливаются с элементами, образующими интерметаллиды (Ag, Te, Se) и сульфиды (Cu, As, Sb, Bi, Pb, Zn) [10]. В итоге в первичных ореолах гидротермальных месторождений золото ассоциирует с Ag, Cu, As, Bi, Sb, Pb, Zn, а аномалии Ti, Mg, P, Mn обычно приурочены к рудоконтролирующим структурам за пределами рудных тел. Периферическое положение в аномальных структурах геохимических полей (АСГП) занимает и барий, один из наиболее центробежных элементов. Из этого правила есть исключения: золото-барит-полиметаллические руды в колчеданно-полиметаллических месторождениях, аномалии Ti, P, Mg в березитах некоторых золоторудных месторождений, контролируемых глубинными разломами [11].

В рассматриваемых скарново-золоторудных месторождениях прослеживается определенная эволюция связей золота с комплексом его элементов-спутников. В скарново-магнетитовых месторождениях промышленные концентрации золота приурочены к халькопирит-галенит-сфалеритовой минерализации (Cu, Pb, Zn, Ag), в меньшей мере – к пирит-пирротин-арсенопиритовой (As). В золоторудных месторождениях синюхинского типа золото тесно ассоциирует с Te и Bi и концентрируется в борните и халькозине, значительно реже – в халькопирите. Галенит, сфалерит, арсенопирит, пирротин, пирит здесь практически не золотоносны. На Майском магнетит-золоторудном месторождении (Горная Шория), которое по составу руд занимает промежуточное положение между двумя рассматриваемыми типами месторождений, золото связано с двумя минеральными ассоциациями: 1) халькопирит-галенит-сфалеритовой (Cu, Pb, Zn, Ag) и более поздней тетраэдрит-теллуридно-сульфосольной (Cu, Ag, Bi, Te) [12]. Пирит, арсенопирит, пирротин слабо золотоносны.

Причина выявленных различий кроется, видимо, в разной степени эволюции рассматриваемых гидротермальных систем. На этапе образования ранних сульфидов золото в виде примесей и в самородном виде концентрировалось в пирите, пирротине, арсенопирите (до десятков г/т). Последующая халькопирит-галенит-сфалеритовая минерализация характеризуется дальнейшим привносом золота (до сотен г/т). Поздняя сульфидно-теллуридно-сульфосольная минерализация сопровождается наибольшей степенью концентрации золота (до нескольких кг/т в рудах синюхинского типа), коррелируемой с низкой золотоносностью других минеральных парагенезисов. Последнее свидетельствует не только о привносе, но и существенном перераспределении золота при каждом последующем импульсе рудоотложения. В результате центральные части рудных тел (и АСГП) представлены, в зависимости от типа месторождения, ассоциацией золота либо с комплексом Ag, Cu, Pb, Zn, As, Bi, Te, либо с частью этих элементов (остальные в этом случае накапливаются за контуром промышленного оруденения). Пирит из внешнего обрамления рудных тел слабо золотоносен, но содержит в повышенных концентрациях (до 0,1 %) Co, Ni, V, поэтому данную ассоциацию можно считать индикатором фронтальных зон АСГП.

Ti, Ba, Mn на изученных скарново-магнетитовых месторождениях нередко образуют совместные аномалии в околорудном пространстве, но совмещение это чисто пространственное и генетической нагрузки, видимо, не несет. Характерно, что аномалии титана приурочены к контактовой зоне гранитоидов, что позволяет связывать привнос этого элемента со становлением интрузива. В то же время сверхфоновый привнос Ti фиксируется только в обрамлении зон сульфидизации и окварцевания. Вероятно, осаждение титана, мигрирующего в щелочных растворах, связано с инверсией кислотно-щелочного режима флюидов и происходит на внешней границе зон кислотного метасоматоза. Для Ba и Mn, напротив, можно предполагать вынос их из скарновых минералов при окварцевании и сульфидизации (поскольку содержание их снижается при этом в 1,5...2,0 раза) и переотложение за пределами скарновых тел, преимущественно в надрудной области.

В целом, характер пространственного размещения концентрирующихся и деконцентрирующихся элементов находит объяснение в рамках конвективной модели гидротермального рудообразования. В начальный период функционирования гидротермальной системы флюиды достаточно равномерно просачиваются по ослабленным зонам, формируя аномальные структуры простого строения с прямой температурной зональностью. Самоорганизация гидротермальной системы на фоне фокусирующего влияния разрывных нарушений [13, 14] и вовлечения в нее конвективных потоков более холодных вадозовых вод приводит к разделению общей тепловой аномалии на систему конкурирующих конвективных ячеек. В итоге, в наиболее проницаемой

части структуры формируется центральная (ядерная) зона системы, а на флангах – зона периферических тепловых аномалий, отделенных от центра областью пониженных температур [15]. Вдоль восходящих ветвей конвективной системы происходит соприкосновение ювенильных и местных флюидов и их постепенное смешивание с формированием рудной минерализации. Поскольку во внешних зонах конвективных ячеек циркулируют только местные растворы, элементный состав возникающих здесь аномалий практически не зависит от состава ювенильного флюида. Вынесенные из центральной зоны при кислотном метасоматозе элементы также осаждаются по ее периферии. Из породообразующих силикатов выщелачивается в целом стандартный набор элементов-примесей, следовательно, состав внешних зон АСПП на месторождениях различных геолого-промышленных типов должен быть близким. Действительно, набор деконцентрирующихся элементов близок для большинства гидротермальных сульфидных месторождений и включает в себя Ni, Co, V, Cr, Mn, Ba, реже Ti. Многими исследователями отмечается снижение концентраций этих элементов в области рудоотложения и накопление их за пределами зон кислотного метасоматоза, что часто интерпретируется как вынос и переотложение [16–22].

Дополнительную информацию о структуре АСПП и ее генезисе дают коэффициенты ОК родственных элементов. По данным Ю.Г. Щербакова [6], значения показателей ОК в рудах возрастают от корневых срезов гидротермальных месторождений к апикальным, что отражает различную степень центробежности входящих в коэффициенты элементов. В.И. Силаевым подобная же тенденция установлена в распределении элементов-примесей в рудных минералах: в центральных частях рудных объектов различного ранга минералы обогащены центростремительными элементами, а на их периферии – центробежными [23]. Полученные нами результаты также свидетельствуют о дифференциальном распределении элементов, обусловленном их разной центробежностью: аномалии ОК Co:Ni приурочены к флангам и корневым частям зон сульфидизации, а Pb:Zn – к надрудному пространству. Наличие подрудных аномалий ОК

Pb:Zn, установленных нами на изученных месторождениях, связано, возможно, со свинцом, выщелоченным из вмещающих пород и отлагавшимся на нисходящих ветвях конвективных систем.

Заключение

1. В процессе эволюции гидротермальных систем скарново-золоторудных месторождений золото последовательно концентрируется в минеральных парагенезисах: пирит+пирротин+арсениопирит, халькопирит+галенит+сфалерит, борнит+халькозин+теллуриды и сульфосоли. В зависимости от степени завершенности процесса перераспределения золота, оно может быть связано либо с одним из этих комплексов, либо с двумя соседними. Соответственно, типоморфными элементами золоторудных тел являются либо комплекс элементов – Ag, Cu, Pb, Zn, As, Bi, Te, либо часть его (остальные в этом случае фиксируются за контуром промышленного оруденения). Внешняя зона вкрапленной пиритизации характеризуется аномальными концентрациями Co, Ni, Cr. В надрудных частях рудоконтролирующих разрывов отмечаются аномалии Ba и Mn, связываемые с выносом этих элементов из кварцево-сульфидных зон. По периферии зон сульфидизации установлены также аномалии титана.
2. Выявленные аномальные структуры геохимических полей имеют концентрически зональное строение. Состав внутренних зон этих структур отражает металлогеническую специализацию гидротермальных растворов; во внешних зонах накапливается стандартный набор элементов, выщелоченных из вмещающих пород: Ni, V, Co, Cr, Ba, Mn. Особенности пространственного размещения концентрирующихся и деконцентрирующихся (по отношению к рудным телам) элементов находят объяснение в рамках конвективной модели гидротермального рудообразования.
3. Установлена приуроченность аномалий коэффициентов ОК Co:Ni к флангам и подрудному пространству наложенных на скарны золоторудных кварцево-сульфидных зон, а ОК Pb:Zn – к надрудной, реже подрудной, областям.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Платонов А.Н., Санин В.Н. Золотоносность скарново-магнетитовых месторождений Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. – 1998. – № 2. – С. 57–66.
2. Санин В.Н., Платонов А.Н., Демидов И.В. Благороднометалльное оруденение скарново-магнетитовых месторождений Тельбесской группы (Горная Шория) // Проблемы золотоносности Южной Сибири: Матер. научно-практ. конф. – Новокузнецк: НПО «Тэтис», 2001. – С. 120–124.
3. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
4. Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И. Габброидные формации складчатых областей // Магматические формации и петрология магматических горных пород / Под ред. Г.В. Полякова. – Новосибирск: СО РАН, 1981. – С. 68–77.
5. Сафронов Н.И., Мещеряков С.С., Иванов Н.П. Энергия рудообразования и поиски полезных ископаемых. – Л.: Недра, 1978. – 265 с.
6. Щербаков Ю.Г. Геохимические индикаторы золоторудных полей // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36. – № 9. – С. 42–52.
7. Коробейников А.Ф., Санин В.Н. Распределение платины и палладия в скарново-магнетитовых рудах Казского месторождения // Проблемы золотоносности Южной Сибири: Матер. научно-практ. конф. – Новокузнецк: НПО «Тэтис», 2001. – С. 73–79.

8. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). – М.: Наука, 1973. – 330 с.
9. Буряк В.А., Бакулин В.И. Металлогения золота. – Владивосток: Дальнаука, 1998. – 402 с.
10. Нарсеев В.А. Состояние и основные проблемы современной геохимии золота // Геология и охрана недр (Республика Казахстан). – 2002. – № 1. – С. 32–43.
11. Кучеренко И.В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Доклады АН СССР. – 1987. – Т. 293. – № 2. – С. 443–447.
12. Ворошилов В.Г., Санин В.Н., Тимкин Т.В. Аномальные геохимические поля зон сульфидной минерализации Майско-Лебедского золоторудного узла // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309. – № 3. – С. 26–31.
13. Мальковский В.И., Пэк А.А. Влияние фокусирующих свойств высокопроницаемых разломов на развитие рудообразующих систем // Флюидные потоки в земной коре и мантии / Отв. ред. В.А. Жариков. – М.: ИГЕМ РАН, 2002. – С. 104–108.
14. Rowland J.V., Sibson R.H. Structural controls on hydrothermal flow in a segmented rift system, Taupo Volcanic Zone, New Zealand // Geofluids. – 2004. – V. 4. – № 4. – P. 259–283.
15. Ворошилов В.Г. О взаимосвязи структуры аномального геохимического поля с механизмом формирования гидротермальной системы // Известия Томского политехнического университета. – 2006. – Т. 309. – № 4. – С. 35–40.
16. Гольдберг И.С., Воронин Д.В. Отрицательные геохимические аномалии и их роль при поисках и прогнозной оценке гидротермальных рудных месторождений // Методы интерпретации результатов литохимических поисков. – М.: Наука, 1987. – С. 52–57.
17. Richardson C.Y., Cann J.R., Richards H.G., Cowan J.G. Metaldepleted root zones of the Troodos ore-forming hydrothermal system, Cyprus // Earth and Planetary Science Letters. – 1987. – V. 846. – № 2 – P. 243–253.
18. Robertson L.D.M., Taylor G.F. Depletion haloes in rocks surrounding the Cobar Orebodies, NSW, Australia: implication for exploration and ore genesis // J. Geochem. Explor. – 1987. – V. 27. – № 1. – P. 77–101.
19. Баранов Э.Н., Архангельский А.Н. Научные основы геохимического метода прогноза скрытых колчеданных месторождений по ореолам выноса // Теория и практика геохимических поисков в современных условиях / Под ред. Л.Н. Овчинникова. – М.: Наука, 1990. – С. 108–124.
20. Питулько В.М., Крицук И.Н. Основы интерпретации данных поисковой геохимии. – Л.: Недра, 1990. – 336 с.
21. Гольдберг И.С., Абрамсон Г.Я., Лось В.Л. Поиски рудных объектов на основе полярной зональности геохимических систем // Прикладная геохимия. – Вып. 3. – М.: ИМГРЭ, 2002. – С. 305–324.
22. Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия. – М.: Недра, 1990. – 248 с.
23. Силаев В.И. Парадигма глобальной геохимической дифференциации и перспективы минералого-геохимических исследований рудоносности // Геохимия рудообразующих систем и металлогенический анализ / Отв. ред. Ю.Г. Щербаков. – Новосибирск: Наука, 1989. – С. 180–190.

Поступила 04.09.2006 г.

УДК 553.311

КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ АНОМАЛЬНОГО ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ И ПРОГНОЗ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В.Г. Ворошилов, Т.В. Тимкин

Томский политехнический университет

E-mail: voroshilovvg@ign.tpu.ru

Исследовано строение аномальных геохимических полей, сопровождающих золотое оруденение, разработаны критерии его количественной оценки. Предложены методы оценки упорядоченности аномальных структур геохимических полей и интенсивности гидротермального процесса. Установлена зависимость между количественными параметрами этих структур и масштабами золотого оруденения. Показана возможность оценки эрозийного среза месторождений и рудных полей по значениям параметров аномальных геохимических полей.

Количественная оценка коренного оруденения на основе геохимических данных традиционно опирается на прямой подсчет ресурсов металла на основе концентраций его в ореолах и потоках рассеяния [1–3]. К сожалению, в отношении золота этот метод не всегда дает нужный результат. Исключительная неравномерность распределения золота в первичных ореолах, сложность его поведения при формировании вторичных ореолов и потоков рассеяния приводят к неоднозначности оценки масштабов оруденения по содержаниям в ореолах золота. Дополнительную неопределенность вносят также проблемы аналитического характера. В то же время, гидротермальные месторождения золота

всегда сопровождаются широким кругом элементов-спутников, формирующих комплексные по составу аномальные структуры геохимических полей (АСГП) различного ранга. Эти структуры достаточно хорошо сохраняются во вторичных геохимических аккумуляциях [4]. Во всяком случае, во вторичном геохимическом поле уверенно идентифицируются АСГП месторождений и крупных рудных тел, а в потоках рассеяния – структуры ранга рудных полей и крупных месторождений. Количественно-морфологическая оценка этих АСГП дает достаточно объективную информацию о масштабах гидротермального процесса и может служить дополнительным критерием для корректировки