

ЗОЛОТО В СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛА: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ

Г.С. Нечкин, В.Н. Сазонов, Ю.А. Полтавец, Е.В. Мартьянова

Постановка вопроса. Итог изучения всего многообразия месторождений золота Урала [Сазонов и др. 1999] поставил естественный вопрос, о том, могут ли уральские скарновые месторождения быть практически интересными по золоту? Ответ, в общем виде, — конечно да. Так, в Алтае-Саянской области известно 750 участков развития скарнов, из них 93 золотоносны [Алабин, 1998 и др.]. Золотоносные скарны известны в Казахстане, Узбекистане и других странах. Они подразделяются на собственно золотые (имеются сведения более чем по 40 объектам) и золотосодержащие, в которых золото является попутным компонентом (известно более 50 месторождений) [Theodore et al., 1991]. Среди месторождений первой группы — уникальные (Ловер Фортитюд в Неваде, США — разведанные запасы золота превышают 50 т, среднее содержание элемента в руде 10,45 г/т; Ред Доум, Австралия — ещё более значительное по запасам, среднее содержание золота 7,55 г/т). Резкой границы между указанными группами нет, так как в конечном счёте всё определяется экономикой. Золото как попутный элемент извлекается из скарновых месторождений Fe, Cu, Cu-Fe, Zn-Pb, W. В России (Алтае-Саянская область) золотосодержащие скарны эксплуатируются как самостоятельные золоторудные объекты [Вахрушев, 1972 и др.]. В железорудных и меднорудных скарновых месторождениях Урала золото присутствует в виде примеси, масштабы проявления которой долгое время не учитывались при оценке месторождений. Целесообразность комплексного использования железных руд определялась по содержанию в них

меди, кобальта, серы, а медных — по кобальту, цинку, сере. Однако, золото и возможность его извлечения часто выявлялись при отработке и рудничной разведке месторождений Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля [Мурзин, Сазонов, 1996]. На Масловском месторождении золото установлено в штуфах железных руд, попавших в отвалы [Мурзин, Сазонов. 1992]. Предпринимались попытки выявить реальную золотоносность железных руд на стадии доразведки месторождений (Третье Северное; Северная ГРЭ) и детальной разведки (Северо-Гороблагодатское, Южно-Лебяжинское; Тагильская ГРЭ). Они опирались на традиционное деление скарновых руд на магнетитовые и сульфидно-магнетитовые и позволили получить общие сведения о содержании золота в этих рудах и концентратах из них. На Круглогорском скарново-магнетитовом месторождении (Южный Урал) запасы золота были подсчитаны.

Присутствие золота устанавливается макро- и микроскопически, пробирным и нейтронно-активационным анализами в обогащенных сульфидами участках скарново-магнетитовых и скарново-медно-магнетитовых месторождений. Предположительно, значительная его часть находится в рассеянной форме внутри сульфидов железа и меди [Полтавец и др. 1998; Нечкин и др. 2000]. Менее распространены укрупненные видимые выделения, не обнаруживающие явных реакционных взаимоотношений с окружающими минералами. Они могут быть приняты за продукты метаморфических преобразований. Ассоциирующее с сульфидами железа и меди микроскопически видимое золото встречено на

Первом Северном, Третьем Северном, Покровском, Северо-Песчанском, Ауэрбаховском, Масловском, Высокогорском [Мурзин, Сазонов, 1997], Лебяжинском, Круглогорском скарново-магнетитовых месторождениях.

В собственно золоторудных скарновых месторождениях [Вахрушев, 1972] также фиксируются две формы нахождения золота: микроскопически видимое в полированных шлифах и рассеянное, в основном, в сульфиды, устанавливаемое различными анализами. Фактически обе эти формы проявления золота обладают тремя главными особенностями: 1) неравномерностью распределения; 2) непостоянством состава сульфидных минералов, с которыми ассоциирует золото; 3) отсутствием прямой зависимости в содержании золота от количества сульфидов в рудах. Эти положения частично распространяются и на золотосодержащие железозоносные скарны.

Среди магнетитов уральских скарново-магнетитовых месторождений включений микроскопически видимого золота пока не встречено, но присутствие рассеянных форм золота в магнетите устанавливается. На отработанном Ауэрбаховском месторождении магнетит (по данным полуколичественного спектрального анализа) содержал до 0,003% золота, на детально разведанном Северо-Гороблагодатском до 70 мг/т (нейтронно-активационный анализ, установлено А.И. Пельдяковым). Институтом металлургии УрО РАН в своё время из уральских скарновых железных руд был получен медно-кобальтовый концентрат (включавший кобальтоносный пирит), извлечение золота в который составляло 40%. О судьбе остальных 60% не сообщалось [Железорудная... 1953]. Можно предположить: золото присутствовало не только в общих хвостах, но и в магнетитовом концентрате. Подтвердить это предположение можно данными бывшей Тагильской ГРЭ [А.И. Пельдяков, 1979], из которых следует: в магнетитовые концентраты некоторых технологических проб Северо-Гороблагодатского месторождения переходило от 15,6 до 45,1% общего количества золота в исходной пробе сульфидно-магнетитовой руды. При этом подчёркивалось, что наибольшее количество золота приурочено к богатым магнетитовым рудам.

В магнетитах сибирских железозоносных скарнов концентрация золота достигает 606 мг/т [Коробейников, 1987]. Золотоносен магнетит и собственно золоторудных объектов: магнетит

окологранитных скарнов содержит до 5 г/т золота, а акцессорный магнетит габбро-диабазовых даек, предшествующих золото-кварцевым жилам, - 39.8-183.0 г/т [Шадрина, 2000].

Приведенные примеры свидетельствуют, что изучение генетической природы золотоносности скарновых железорудных месторождений должно предусматривать: во-первых, выявление условий распределения и геохимических связей золота в железных рудах, отличающихся геологической позицией и составом; и, во-вторых, поскольку золото не единственная полезная примесь, разработку теории многометалльного (комплексного) рудообразования, сопровождающего скарновый процесс, базовым продуктом которого выступает магнетит.

Наметившиеся направления исследований. В работе [Григорьев и др. 1989] по скарново-магнетитовым месторождениям Турьинской группы отмечается, что: 1) в андрадитовых скарнах и ассоциирующих с ними рудах степень сосредоточения золота в сульфиды тем больше, чем выше содержание этого элемента и сульфидов и чем ниже содержание магнетита; 2) в магнетитовых рудах, содержащих десятки доли процента пирита и до $1,17 \times 10^{-4}\%$ золота, последнее почти полностью рассеяно в магнетите; сульфиды становятся главными носителями золота при повышении их содержания до нескольких процентов, в этих условиях пирит богаче золотом, чем халькопирит; 3) в андрадитовых скарнах сульфиды относятся к главным носителям золота при содержании последнего $7.7 \times 10^{-6}\%$ и содержании самих сульфидов в десятки доли процента; содержания золота в пирите и халькопирите при этом близки. Эта работа положила начало систематическому изучению золотоносности уральских скарновых месторождений железа, но все последующие исследования продолжали отталкиваться от микроскопически видимого золота сульфидной фации руд, которой, в совокупности с постсульфидными минеральными ассоциациями, фактически и ограничивались. При этом сульфидные ассоциации рассматривались как образования конечной (гидротермальной) стадии скарново-рудного процесса, но доказательств привноса золота именно в эту стадию получено не было. Более того, эта стадия традиционно рассматривалась как "тектонически" самостоятельная. Тем не менее, установился и другой подход к пониманию времени становления сульфидной составляющей скарново-магнетитовых место-

рождений и его механизма. Предполагается, что в условиях снижающейся температуры среды минералообразования возрастающее флюидное давление должно было приводить к возникновению зон микротрещин, являющихся результатом флюидоразрывов (гидроразрывов). Эти микротрещины впоследствии залечивались сульфидами с развитием вкрапленных и петельчатых форм замещения зерен магнетита. Разрастание таких зародышевых трещин флюидоразрыва, смещение их в краевые области зон циркуляции рудообразующих флюидов, вело к формированию сульфидно-магнетитовых фаций руд, развитие которых начиналось внутри магнетитовых руд и заканчивалось за их контурами. Эта "нисходящая" – сульфидная ветвь процесса скарнового рудообразования вела к кристаллизации в ассоциации с сульфидами карбонатсодержащих гидросиликатных метасоматитов, в том числе и гистерогенных по отношению к скарнам [Полтавец и др., 2000]. Исходя из некоторых закономерностей распределения золота в скарново-магнетитовых месторождениях и поведения отношения Ag/Au в ряду оксид-сульфид, привязанному к метасоматической зональности, допускается, что привнос золота и его отложение могли происходить на всех стадиях скарново-рудного процесса [Полтавец и др., 1998, 2001]. Вместе с тем, вполне возможна переменность условий отложения золота в скарново-рудном процессе. Установленное золото скарново-магнетитовых месторождений преобладает в продуктах сульфидной стадии оруденения условно наложенной на скарны и магнетиты, но по приведенным выше данным его присутствие не ограничено областью проявления сульфидов. Поэтому базой для генетической интерпретации золотоносности рассматриваемых месторождений, определения места золота в соответствующих рудно-магматических системах является сам процесс магнетитового оруденения, которому сопутствуют скарны. Другим направлением генетического анализа выступают состав сульфидного оруденения и формы его структурной связи с железорудным, порядок кристаллизации и степень контрастности переходов от оксидов к сульфидам. При отсутствии прямых данных о содержании и распределении золота на месторождениях в качестве дополнительного фактора может послужить информация о поведении элементов, которые могут выступить на каком-либо этапе минералообразования в качестве спутни-

ков золота. Например, на Покровском месторождении "самородное" золото встречено в халькопирите совместно с сульфидом кобальта, в окружении кобальтоносного пирита [Карасик, 1953], а Высокогорском в ассоциации с карролитом [Мурзин, Сазонов, 1997]. Известно, что технологические исследования подтверждают особенности вещественного состава скарновых сульфидно-магнетитовых руд, заключающиеся в неравномерном распределении кобальта в сульфидах и в магнетите. Поэтому можно предполагать аналогии в поведении золота и некоторых других элементов (того же кобальта, меди).

Таким образом, разнообразие рассматриваемых месторождений, изменчивость минерального состава руд, аномалии в распределении химических примесей позволяют, для раскрытия причин и меры золотоносности, воспользоваться традиционными, взаимодополняющими направлениями исследований, но каждое со своим акцентом: геологическое – геодинамические позиции источников золота, при вероятной совместной его миграции с железом; минералогическое – золото в системе оксид-сульфид; геохимическое – редкие элементы и иные благородные металлы как спутники золота при миграции, осаждении, переконцентрации. Это основной пакет проблем, составляющих развиваемое в статье направление исследований.

Предварительные результаты продолжающихся наблюдений. Нами проводится сравнительное изучение золотоносности (точнее благороднометальности) скарновых железорудных и железо-медных месторождений Северного и Среднего Урала, сосредоточенных в Покровско-Гороблагодатской и Масловско-Ауэрбахо-Петрокамской железонесных зонах. Оруденение зон формировалось в связи с развитием известково-щелочного и субщелочного базальтоидного магматизма на поздней и конечной стадиях развития энзиматической островной дуги (S_1, D_2). Общая эволюция островодужного комплекса, протекавшая на фоне аккреционной консолидации коры, выразилась в смене энзиматического типа магматизма энсалическим. В Покровско-Гороблагодатской зоне рудные проявления входят в состав вулканоинтрузивных комплексов следующих типов: базальт-андезит-дацит-риолитового (Второе, Третье Северные месторождения); андезит-базальтового (Покровское); базальт-трахитового

(Гороблагодатское, Высокогорское, Лебяжинское), а в Масловско-Ауэрбахо-Петрокаменской, главным образом, дацит-андезит-базальтового (Ауэрбаховское, Песчанские, Масловское, Саповские месторождения). Далее эти зоны для краткости названы, соответственно, западной и восточной, по аналогии с известными поясами контактово-метасоматических месторождений [Овчинников, 1960], и рассматриваются в палеогеологической эволюционной связи.

Перечисленные рудоносные вулкано-интрузивные комплексы являлись верхними составляющими вулкано-плутонических полеоструктур (ВПС). Их петрохимические особенности рассмотрены в работе Ю.А. Полтавца [Полтавец, 2000].

На энсиматической стадии островной дуги формировались комплексы западной зоны. Здесь преобладали ВПС депрессионного типа. Это бывшие центры (или их серии) латерального вулканизма подводных впадин. Главная их особенность – перекрытие на больших площадях депрессионных обломочных и карбонатных комплексов субвулканическими магматитами. Интрузивные составляющие таких структур, почти достигавшие уровней своих малоглубинных комагматов (Гороблагодатское), часто формировали уплощенные тела, послойные инъекции. Субгоризонтальные “наслоения” в вулканической и интрузивной составляющих депрессионных структур, т.е. их внутренняя пространственная согласованность, способствовали формированию стратиформного разноуровневого скарново-магнетитового оруденения. С такими структурами связаны большеобъемные железорудные месторождения. Депрессионные структуры трассировали в островной дуге зоны погребенного рифтогенного растяжения и, возможно, большой глубины генерации первичных магм и более стабильных подкоровых связей флюидных систем, сопровождавших магмы. Магмы, последовательно накапливавшиеся в основаниях депрессий, представлены ныне протяженными линейными интрузивными телами западной зоны, около которых и фиксируется скарновое оруденение. В глубоком основании депрессий могли располагаться офиолиты и колчеданосные комплексы ранней стадии островной дуги, благоприятные для формирования золотоконцентраций в перекрывающем разрезе.

Комплексы восточной зоны сформировались на энсиалической стадии. Их оруденение

тяготеет к ВПС типа вулканических поднятий. В прошлом они представляли собой островные или подводные вулканические горы, состоявшие, чаще всего, из беспорядочного нагромождения производных извержений центрального типа, периодически перекрывавшихся, хотя бы по периферии, карбонатными накоплениями. Интрузивные составляющие размещались, главным образом, в цоколе и теле вулканических сооружений, тяготея к центральным магматическим колоннам и образуя штоки неправильной формы. Эти магматические колонны составляли “сборные” магмы. Помимо мантии они дренировали и нарастающие нижнекоровые области, а их флюидные системы имели сложный состав, представляя “коро-мантийные” смеси.

Вулканоплутонические структуры обоих типов обнаруживают направленное развитие процесса метасоматического минералообразования как по глубине, так и по латерали. Тем не менее, в их внутренней геодинамике имели место существенные различия: в депрессионных структурах мощные флюидные потоки зон растяжения экранировались пластовыми магматитами, сосредотачивались и объемному проникновению предпочитали плоскостное распространение, формируя оруденение с линейной зональностью, развертывающейся в пределах месторождения на несколько километров [Нечкин и др. 2000]; в структурах типа поднятий имело место объемное проникновение флюидных потоков, сосредоточение было локальным, происходила их существенная химическая эволюция, в целом, формировалась зональность близкая концентрической.

Энсиматические месторождения западной зоны принадлежат к скаполит-скарновому подтипу, энсиалические восточной – к собственно скарновому. Это позволяет предполагать, для первых, обычно более крупных, участие в скарново-рудном процессе, помимо мантийной серы, мантийных галогенов. Оставляя пока в стороне роль хлора и его “представителя” скаполита в предскарновом, сопутствующем скарнам (магнетит) и постскарновом (сульфиды) отложении золота, обратимся к сульфидам, свойственным месторождениям обеих зон.

Пирит в скарновых железорудных и меднорудных месторождениях второй (после магнетита) рудный минерал, постоянный спутник магнетитовых руд и почти всех разновидностей околорудных пород. Основной формой пирит-

ной минерализации является вкрапленность замещения, формирующая обширные ореолы вокруг и внутри магнетитсодержащих тел и метасоматитов. Интенсивность вкрапленности колеблется от весьма незначительной, до крупных сгустков. Это общая черта всех рассматриваемых месторождений. Вкрапленность меняет облик и тип магнетитовых руд, как сплошных, так и скарных, до сульфидно-магнетитовых. Часто распределением пирита подчеркивается зональное строение месторождений. Основная масса пиритов отлагалась из тех же растворов, что и магнетит, но по времени образования несколько позднее. Тем не менее, определенная доля пиритной массы начинала отлагаться, по всей вероятности, близко-одновременно с магнетитом, образуя с ним термодинамически равновесную парагенетическую ассоциацию. Это, очевидно, одна из причин захвата золота не только пиритом, но и магнетитом. Пирит магнетитовой руды Высокогорского месторождения, по частному определению пробирным анализом [Карасик, 1953], содержит 4,2 г/т золота и 36 г/т серебра. Нами на этом месторождении проанализирован пирит из сульфидно-магнетитовой руды, занимающей непосредственный контакт магнетитового тела с известняком (шахта Магнетитовая). Установлены более низкие содержания (г/т): золото – 1,06, серебра – 9,41. Можно предполагать, что разгрузка рудоносных растворов, фиксируемая выпадением магнетита, включала и переносимое ими золото. По этому предсульфидное “накопление” рассеянного золота не исключено, а захват его массово кристаллизующимся магнетитом, особенно вне фланговой позиции, наиболее вероятен.

Пирротин типичный минерал скарно-магнетитовых месторождений, но может присутствовать в весьма незначительных количествах. Размещается пирротиновая минерализация в пределах месторождений крайне неравномерно, концентрируясь в виде гнезд, скоплений и линзовидных тел (Валуевское месторождение) в отдельных участках рудных залежей. В пирротине Северо-Песчанского месторождения золото установлено Л.Н.Овчинниковым [1960], а Валуевского нами (56 мг/т). Халькопирит спорадически присутствует во всех типах руд, но в очень небольших количествах (десятые доли, редко единицы %, есть, конечно, и более богатые проявления, вплоть до “медно-магнетитовых” руд). После пирита, а в отдель-

ных месторождениях и после пирротина, он является наиболее часто встречающимся сульфидным минералом. Микроскопически видимое золото на Покровском месторождении встречено именно в халькопирите. По данным Тагильской ГРЭ медные концентраты из сульфидно-магнетитовых руд Северо-Гороблагодатского месторождения содержат 3,15-5,96 г/т, Южно-Лебяжинского – 0,4-4,7 г/т золота.

Типичным отражением скарно-рудного процесса, основой которого является выпадение магнетита, являются ряды замещения: скарные минералы – магнетит – пирит (пирротин) – халькопирит и др. сульфиды; скарные минералы – пирит (пирротин) – халькопирит и др. (околомагнетитовый ряд). Распространены и неполные ряды, когда скарные минералы или магнетит непосредственно замещаются халькопиритом. Существование таких реакционных рядов допускает заимствование примесных компонентов минерала-предшественника замещающим сульфидом. В этих условиях судьба золота сложна. Возможна его переконцентрация, причем ступенчатая, на фоне нарастающего флюидогенного обогащения золотом разрушающейся или видоизменяющейся сульфидной составляющей руд, особенно при переходе последней от состояния серноколчеданной к медноколчеданной. Особый реакционный рудный ряд составляет мрамор – магнетит – сульфиды (иногда с некоторым опережением магнетита, например, пирротин или непосредственного замещения мрамора пиритом). Реакционный процесс здесь лишен геохимически емкой скарновой базы. Вся потенциально золотосодержащая минеральная ассоциация формируется на основе осаждения компонентов из нейтрализующегося рудоносного раствора, фактически ничего не заимствуя из рабочей зоны. Достаточно часто этот процесс завершается занорышным, друзовым пиритом, обычно остающимся стабильным. Такой пирит беден примесями и свидетельствует о подавленности последующего сульфидообразования в ближайшем окружении и, соответственно, о вероятном прекращении золотонакопления, что не исключает отгонку последнего в диссипативные зоны месторождений.

Изложенное показывает насколько сложен вопрос о золотонности всего объема конкретного месторождения. Сульфиды вполне могут оказаться вторичными коллекторами золота. В первом приближении отметим: на мес-

торожениях скаполит-скарнового подтипа сульфиды способны четко обособляться на флангах рудных залежей и месторождений в целом, создавая местами латеральные ряды магнетитовых, сульфидно-магнетитовых и магнетит-сульфидных (существенно медных) руд. На месторождении Третьем Северном такая зональность позволила удачно провести опробование и получить золотосодержащий медный концентрат. Месторождения скарнового подтипа отличаются телескопированным, сквозным развитием сульфидной минерализации по магнетитовой, без явной дифференциации. Соответственно, золотосодержащие руды фактически не обособляются от магнетитовых, хотя имеются и исключения.

Обсуждение. Макрохимическое деление скарновых месторождений Урала возможно следующим образом: железо-скарновые, медно-железо-скарновые, медно-скарновые. В Алтае-Саянских структурах этот ряд естественно завершают золото-скарновые (полисульфидные) месторождения. На Урале нет скарново-полиметаллических месторождений, свойственных активным континентальным окраинам, но нахождение золото-скарновых в переходных зонах возможно. Индивидуальность членов ряда проявляется постепенно, изменением соотношений соответствующих компонентов. Золотоносность в этом ряду возрастает, но, скорее всего, не абсолютно. Растет локальная концентрированность золота (грубо говоря, содержание его в пробах). Тем не менее, это совершенно не означает, что в скарново-магнетитовые массы (до полумиллиарда тонн), составляющие некоторые месторождения, привнесено меньше золота, чем, например, в скарново-медные, в которых запасы золота сосредоточены в меньших объемах горной массы. Более того, насыщение золотом флюидных систем структур депрессионного типа, как более глубинных, на единицу объема флюида могло быть выше, чем в структурах типа поднятий. Разгрузка же их происходила не в локальных структурных ловушках, а на больших площадях. Разубоживались они последовательным, но не строго дифференцированным, отложением компонентов. Представления о вероятном нахождении источников рудообразующих компонентов вне рудовмещающих ВПС и их верхнемантийной природе в отношении Лебяжинского месторождения высказаны Л.Н. Овчинниковым [Овчинников, 1988]. По имеющимся расчётам [Щербаков, 1974] доля

общей земной массы железа в мантии выше чем доля общей земной массы золота (23,6 и 1,57 %, соответственно), но уже во внешнем ядре эти значения сближаются: 70,5 и 80,0, соответственно; на внутреннее ядро приходится большая доля земного золота (18,33 %), чем земного железа (5,7 %). Из концепций глубинной геодинамики, позволяющих представить миграцию вещества в корнях островных дуг, наиболее перспективной, в приложении к поставленной проблеме, является концепция термохимических мантийных плюмов [Добрецов и др., 2001]. Предпосылкой для её приложения к разработке выявившейся проблемы служат щелочно-базальтовые магматиты западной зоны, вмещающие скарново-магнетитовое оруденение.

В связи с изложенным выше, новый геохимический смысл приобретает выделение большеобъемных (крупных) скарново-железорудных объектов как низкоконтрационных золотосодержащих, в которых, в отношении золота, могут существовать рудные столбы (возникают некоторые аналогии с метаморфогенными большеобъемными золоторудными месторождениями). К ним будут относиться, в большинстве своем, энсиматические железорудные месторождения западной зоны. При таком подходе энсиалические месторождения предстанут как малообъемные умеренноконцентрационные золотосодержащие. Намечившаяся систематика может быть усилена через упоминавшиеся связи кобальта и золота. В отношении кобальта энсиматические месторождения также оказываются большеобъемными и низкоконтрационными (хотя реальные концентрации кобальта здесь выше, чем в энсиалических). Иными словами, если не принимать во внимание медь, получим те же два опорных типа: большеобъемные кобальтоносные железо-скарновые золотосодержащие месторождения западной зоны и малообъемные железо-скарновые золотосодержащие месторождения восточной зоны. В обоих случаях присутствие меди может увеличивать локальные концентрации золота.

С геологических позиций совершенно очевидно, что скарново-магнетитовые месторождения, особенно западной зоны, являются фрагментами более крупных, выведенных на современную поверхность, эродированных и, возможно, даже вырванных из мест первоначальной генерации в результате коллизионных явлений. Проводимые нами исследования могут составить уральский вклад в общегеологи-

ческую проблему появления и сохранения месторождений-гигантов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ- "УРАЛ" (проект 02-05-96426).

Список литературы

Алабин Л.В. Металлогения золота Кузнецкого Алатау: Автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 1998. 37 с.

Вахрушев В.А. Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука, 1972.. 238 с.

Григорьев Н.А., Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Гладковский Б.А. Роль сульфидов как носителей золота в скарнах и рудах скарново-магнетитовых месторождений // Геохимия. 1989. № 7. С. 1065-1069.

Добрецов Н.Л., Кидряшкин А.Г., Кидряшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2001. 409 с.

Железорудная база Тагило-Кушвинского промышленного района. Свердловск: УФАН СССР, 1957. 190 с.

Карасик М.А. Самородное золото в некоторых железорудных контактово-метасоматических месторождениях // Минералогический сборник. М.: изд-во АН СССР, 1953. № 2. С. 130-135. (Тр. горно-геологического ин-та, вып. 20.)

Коробейников А.Ф. Условия концентрации золота в палеозойских орогенах. Новосибирск: Наука, 1987. 177 с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. О золотоносности Масловского магнетит-скарнового месторождения (Северный Урал) // Ежегодник-1991, ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 109-110.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Минеральные ассоциации и условия образования сульфидных золото-содержащих руд Турьинско-Ауэрбаховского рудного поля (Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 98 с.

Мурзин В.В., Сазонов В.Н. Сульфидная золото-кобальт-медная минерализация Высокогорского скарново-магнетитового месторождения (Урал) // Ежегодник-1996, ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С.168-170.

Нечкин Г.С., Полтавец З.И., Полтавец Ю.А. Особенности размещения сульфидной минерализации на Гороблагодатском и Лебяжинском скарново-магнетитовых месторождениях // Ежегодник-1999, ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 260-264.

Овчинников Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1960. (Тр. горно-геол. ин-та УФАН СССР. Вып. 39). 495 с.

Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 255 с.

Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С., Полтавец З.И. Некоторые закономерности распределения золота в скарново-магнетитовых месторождениях Урала // Ежегодник-1997, ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С.198-203.

Полтавец Ю.А., Нечкин Г.С., Полтавец З.И. Пути миграции и химическая эволюция флюидов при образовании золотосодержащих кобальто-медистых железных руд в скарнах (Тагило- Кушвинский район) // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург: УГТА, 2000. С. 140-144.

Полтавец Ю.А. Вулканоплутонические ассоциации железорудных зон: проблемы петрогенезиса и рудообразования // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С.174-197.

Полтавец З.И., Полтавец Ю.А. О некоторых особенностях поведения Au и Ag при формировании железорудных месторождений // Ежегодник-2000, ИГГ. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. С.143-147.

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. Поленов Ю.А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГТА, 1999. 570 с.

Шадрин С.В. Геохимические индикаторы золотого оруденения Ортон-Федоровского рудного узла (Горная Шория). Автореф. дис... Канд. геол.-мин. Наук. Новосибирск, 2000. 18 с.

Щербаков Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука, СО, 1974. 278 с.

Theodore T.G., Orris G.J., Hammarstrom J.M. and Bliss J.D. Gold-Bearing Skarns // U.S. Geol. Surv. Bull. 1930. 1991. 61 p.