

**РЕКОНСТРУКЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ МНОГОВЕРШИННОГО
ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (НИЖНЕЕ ПРИАМУРЬЕ) ПО
ДАННЫМ О СТРОЕНИИ РУДОНОСНЫХ ЗОН И ИЗОТОПНЫМ ИССЛЕДОВАНИЯМ**

И.И. Фатьянов, В.Г. Хомич, Н.Г. Борискина

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН г. Владивосток

Поступила в редакцию 24 мая 2008 г.

Реконструкция гидротермальной рудообразующей палеосистемы Многовершинного золото-серебряного месторождения проведена путем выделения структурно-вещественных элементов, слагающих рудоносные зоны, с учетом их положения и механизмов образования на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности, а также изотопных данных. Использование структурно-вещественных элементов при расшифровке событий рудогенеза позволило учесть и синхронно, и последовательно формировавшиеся составные части рудных тел, что значительно повысило качество опорных данных при построении динамической модели месторождения. Предложенный подход к реконструкции гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения может быть использован при построении моделей других рудных объектов.

Ключевые слова: гидротермальная палеосистема, золото-серебряные месторождения, изотопы кислорода и углерода, Нижнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

При реконструкции гидротермальных рудообразующих систем и построении моделей формирования месторождений исследователям неизбежно приходится обращаться к материалам о составе и строении рудоносных тел. На практике обычным является разделение всего минерального многообразия месторождений на парагенезисы, ассоциации, комплексы с дальнейшим объединением выделенных подразделений в рамках разномасштабных временных отрезков – стадий, этапов, периодов. Однако такой традиционный подход к реконструкции гидротермальных палеосистем ограничивает возможности учета синхронно возникавших минеральных сообществ, что влияет на объективность результатов. Оптимизировать исследования возможно, если для расшифровки событий рудогенеза использовать элементы строения рудоносных тел. При этом, расчленение рудных тел на составные части предложено проводить по структурно-вещественным признакам с учетом механизма образования выделяемых элементов и их положения на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности. Эффективность использования структурно-вещественных элементов при построении

моделей рудообразующих систем продемонстрируем на примере известного своими масштабами Многовершинного золото-серебряного месторождения Нижнего Приамурья.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Многовершинное месторождение изучалось специалистами Министерства геологии (ДВИМС, ПГО Дальгеология, ЦНИГРИ), сотрудниками ряда подразделений Академии Наук (ГЕОХИ, ДВГИ, ИГЕМ). Накоплена обширная геологическая информация, используемая при эксплуатации месторождения и его дальнейшей разведке. При описании объекта мы опирались на фондовые и опубликованные материалы с привлечением результатов собственных исследований.

Месторождение, согласно одной из схем геотектонического районирования юга Дальнего Востока [11], приурочено к зоне сопряжения Амуро-Охотской горст-аккреционной системы и Амурского рифто-грабена. Оно находится в северо-западной части позднемелового–палеогенового Бекчиулского вулканоплутонического сооружения (ВПС), сформировавшегося на месте очаговой структуры центрального типа. Вулкано-плутон в период своего становле-

ния представлял собой весьма специфическую золотоконцентрирующую флюидно-магматическую систему, реализация металлогенического потенциала которой происходила в малоглубинных условиях. Магматиты сооружения представлены двумя достаточно контрастными и вместе с тем взаимосвязанными породными ассоциациями: ранней – слабо дифференцированной андезит-гранодиоритовой нормальной щелочности и поздней – заметно дифференцированной монцогранодиорит-гранитовой субщелочной [14]. С андезит-гранодиоритовой ассоциацией связано золото-серебряное оруденение, в наиболее концентрированном виде проявившееся в пределах Улской андезитовидной вулканоструктуры, одной из крупных (10–15×25–30 км) вулканических построек Бекчиулского ВПС (рис. 1). Эффузивно-пирокластические образования преимущественно среднего состава выполняют здесь локальную депрессию, вытянутую вдоль северо-западного контакта Бекчиулского гранитоидного плутона. Фундаментом вулканической постройки являются верхнеюрские–нижнемеловые песчанико-алевролитовые отложения, которые смяты в линейные складки северо-восточного простирания.

Вулканиты пропицитизированы с разной степенью интенсивности. Выделены биотит-эпидот-альбитовая и серицит-хлорит-эпидот-альбитовая фации пропицитов, отражающие температуру (и глубинность) их формирования [17]. Таким образом, фациальная зональность пропицитов является дополнительным критерием для приближенной оценки уровня эрозионного среза отдельных участков рудного поля: блоки вулкаников с биотитом в новообразованных ассоциациях эродированы заметно сильнее.

Золото-серебряная минерализация сосредоточена в протяженных (до 10 км) и мощных (до 100 м) жильно-метасоматических зонах, прослеженных на глубину до 600 м в породах вулканической постройки и ее фундамента. Зоны приурочены к крутопадающим северо-восточным разрывным нарушениям, вероятно унаследованным от соскладчатых деформаций терригенного основания.

Примечательно положение жильно-метасоматических зон в структуре месторождения (рис. 1). Поскольку зоны трассируют систему северо-восточных нарушений, определивших ступенчато-блоковое строение рудного поля с погружением блоков по мере удаления их от Бекчиулского гранитоидного плутона, они и эродированы в различной степени. Наиболее эродирована приближенная к плутону зона Водораздельная. Сильной и умеренной эрозии подверглась зона Главная. Умеренно и слабо эроди-

рована зона Промежуточная. И, наконец, самая удаленная от плутона зона Медвежья практически не вскрыта эрозией и фиксируется по ореолу надрудных изменений.

Поперечные к жильно-метасоматическим зонам северо-западные разломы разбивают каждую из них на ряд звеньев, эрозионный срез которых также различен. Оруденелые звенья зон имеют статус рудных тел. Самыми погруженными и потому наименее эродированными являются центральные звенья жильно-метасоматических зон, их фланги более приподняты и сильнее эродированы (рис. 1).

СТРОЕНИЕ ЖИЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ЗОН МЕСТОРОЖДЕНИЯ И СХЕМА ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Жильно-метасоматические зоны месторождения характеризуются весьма сложным (многочленным) строением. Это обусловлено участием в их формировании разнотипных (по механизму действия) процессов, сопровождавших движение к палеоповерхности восходящих гидротермальных потоков. Дренажными каналами для гидротерм служили крутопадающие тектонические нарушения северо-восточного простирания, по которым, в связи с формированием куполовидной морфоструктуры вулкано-плутона и растяжением околокупольного пространства, происходила разгрузка динамических напряжений с движениями сбросо-сдвигового характера (суммарная вертикальная амплитуда перемещения блоков – первые сотни метров). Вдоль путей фильтрации гидротерм проявлялось интенсивное метасоматическое замещение пород, шло залечивание существенно кварцевым субстратом разрывных нарушений с отложением и переотложением больших объемов минерального вещества, происходило периодическое флюидно-эксплозивное брекчирование жильного выполнения.

Внедрение на позднем этапе формирования ВПС субщелочных гранитоидов привело к локальному скарнированию жильно-метасоматического субстрата зон, а на контактах с интрузивными телами – к его термальной перекристаллизации. Совмещенность при этом всего минерального многообразия в северо-восточных линейных тектонических структурах с наложением поздних минеральных комплексов на более ранние (при слабой контрастности некоторых из них по вещественному составу) потребовала неординарных подходов к изучению строения жильно-метасоматических зон. Было предложено деление зон на составные части осуществлять с учетом их структурно-вещественных признаков, механизма образования и положения на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности [15]. Пе-

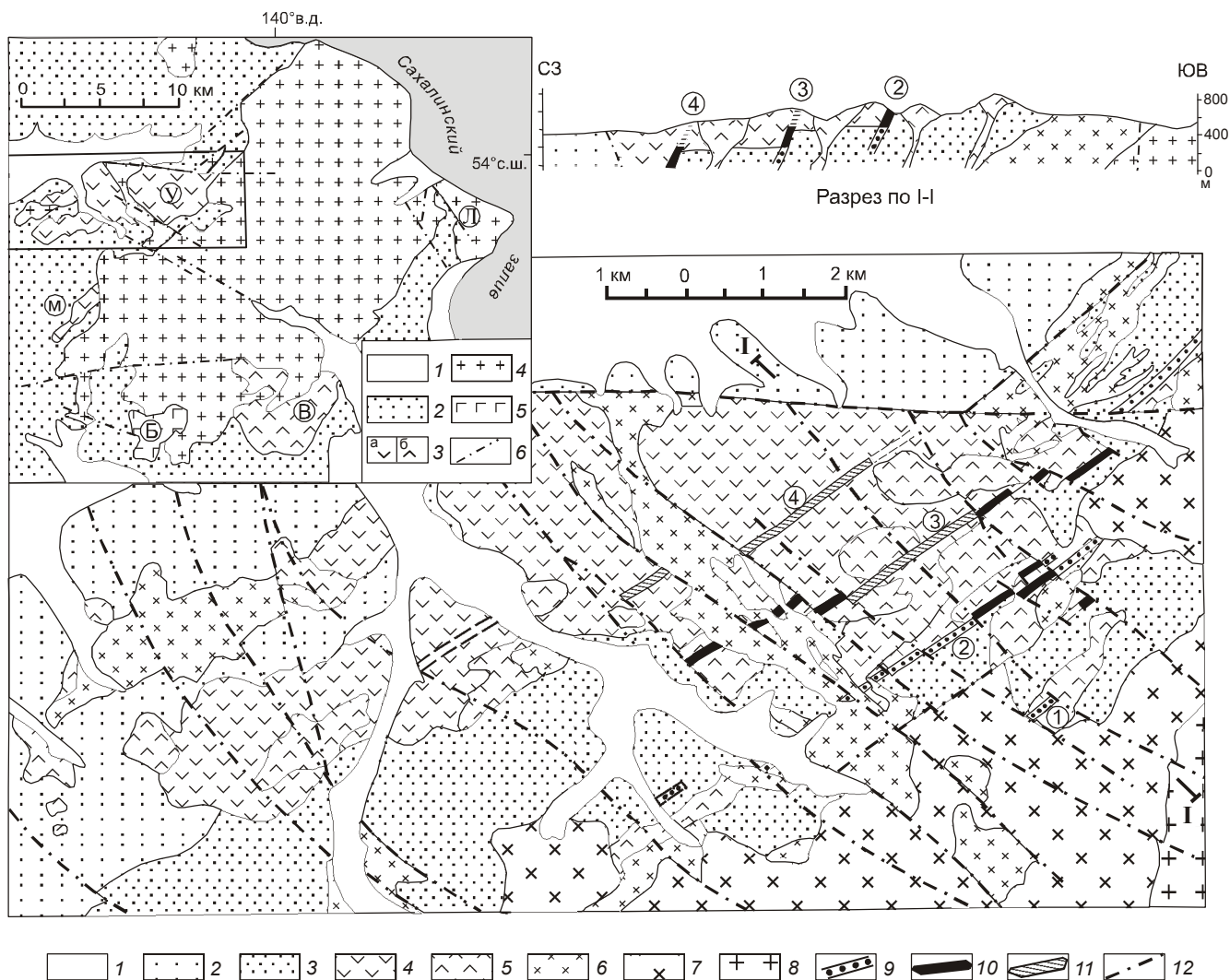


Рис. 1. Геолого-структурная карта Многовершинного рудного поля (по материалам геолого-разведочных работ). На врезке – положение рудного поля в структуре Бекчиулского ВПС.

1 – современные осадки; 2–3 – терригенные песчаниково-алевролитовые отложения: 2 – нижний мел, горинская и пионерская свиты, 3 – верхняя юра, силинская и падалинская свиты; 4–8 – дат-палеоценовый вулканоплутонический комплекс: 4 – покровные вулканические фации (лавы, брекчиевые лавы и туфы андезитов и андезидацитов), 5 – прижерловые, жерловые и субвулканические фации (крупнопорфировые андезиты, их туфы и туфобрекчии, диоритовые порфириды, в том числе кварцевые), 6 – субинтрузивные диоритовые порфириды (в том числе кварцевые), гранодиорит-порфиры, порфировидные гранодиориты, 7 – преимущественно монzogранодиориты, 8 – преимущественно граниты; 9–11 – звенья жильно-метасоматических зон: 9 – сильно эродированные, 10 – умеренно и слабо эродированные, 11 – не вскрытые эрозией (ореолы надрудных изменений); 12 – тектонические нарушения. Цифрами в кружках обозначены жильно-метасоматические зоны: 1 – Водораздельная, 2 – Главная, 3 – Промежуточная, 4 – Медвежья.

На врезке: 1 – современные осадки; 2 – юрско-меловые терригенные отложения; 3 – дат-палеоценовые вулканические образования: а – покровные вулканические фации (лавы, брекчиевые лавы и туфы андезитов и андезидацитов), б – прижерловые, жерловые и субвулканические фации (крупнопорфировые андезиты, их туфы и туфобрекчии, диоритовые порфириды, в том числе кварцевые). Буквенными индексами обозначены вулканические постройки: У – Улская, М – Мариинская, В – Вынгинская, Л – Литкинская группа жерловых аппаратов; 4 – позднемеловой–палеогеновый Бекчиулский (Б) базальтоидный щитовой вулкан; 6 – тектонические нарушения.

речень структурно-вещественных элементов зон приведен в последовательности, соответствующей началу их образования:

- метасоматиты кислотного выщелачивания, формировавшиеся вдоль северо-восточных тектонически ослабленных линейных структур отделявшимися от магм восходящими гидротермальными потоками при их фильтрации в сторону палеоповерхности;

- кварцевые тела, возникшие вследствие залечивания кремнеземом северо-восточных разрывных нарушений в условиях устойчивого поперечного их растяжения;

- участки флюидно-эксплозивного (и тектонического) брекчирования ранее образованного субстрата зон с кварцевым, адуляр-кварцевым (редко – карбонатно-кварцевым) цементом;

- ореолы прожилковой перекристаллизации кварцевого субстрата, окаймляющие участки брекчирования;

- карбонатные тела, возникшие в результате залечивания локальных участков северо-восточных нарушений карбонатным субстратом в условиях поперечного растяжения рудолокализирующих структур, когда снижение флюидного давления в дренажных каналах достигало уровней, позволявших проникать туда инфильтрационным термам из порового пространства окружающих пород (сохранились, вследствие скарнирования, фрагментарно);

- скарноподобные метасоматиты (магнезиально-железистые, железистые, марганцовистые) и их низкотемпературные аналоги, образование которых обусловлено возбуждением (реювенацией) завершающейся гидротермальной деятельности внедрением субщелочных интрузивов (с повсеместным скарнированием карбонатных тел и локальным развитием по кварцевому субстрату высоко-, средне- и низкотемпературных ассоциаций);

- участки термального преобразования жильно-метасоматических зон в контактовом ореоле субщелочных интрузивных тел позднего этапа внедрения;

- карбонатные тела (послескарновые), возникшие после “возвращения” гидротермальной системы к доскарновому температурному режиму и маркирующие завершение деятельности плутоногенно-вулканоногенной гидротермальной системы;

- турмалин-кварцевые, кварцевые, карбонатные жилки и прожилки, ориентированные ортогонально к простиранию жильно-метасоматических зон и являющиеся продуктами уже иной (более поздней) – плутоногенной – гидротермальной системы, связанной со становлением монцогранодиорит-гранитовой ассоциации вулканоплутона.

Как видим, в строении жильно-метасоматических зон отражена специфика их формирования. В основном зоны сложены продуктами гидротермальной деятельности ацидофильного типа, сопряженной со становлением ранней (андезит-гранодиоритовой) ассоциации вулканоплутона. На более чем 95 % жильное выполнение представлено кварцевым агрегатом с примесью переменных количеств серицита, калишпата, рудных минералов. Вместе с тем, присутствие в кварцевом субстрате обособленных карбонатных тел свидетельствует о поступлении в дренажную систему существенно иных по кислотно-основным характеристикам терм. Данные по изотопии карбонатов [1] подтверждают, что их образование обусловлено деятельностью нагретых метеорных вод, представлявших восходящие ветви конвективных ячеек. Взаимодействие разнотипных по генезису потоков в дренажных каналах могло происходить тогда, когда флюидное давление в дренах снижалось до уровней, позволявших проникать туда инфильтрационным термам из порового пространства окружающих пород. С учетом роли давления, этой важной термодинамической характеристики гидротермальных систем, предложена принципиально новая схема формирования оруденелых зон Многовершинного месторождения, отразившая полигенную природу гидротермальной деятельности (рис. 2).

Учет механизмов и синхронно, и последовательно возникавших структурно-вещественных элементов жильно-метасоматических зон позволил нам воссоздать весь ход их формирования. Начавшись с образования мощной метасоматической колонки вдоль путей фильтрации ацидофильных флюидных потоков, формирование зон продолжилось поступлением в рудолокализирующие структуры больших количеств кремнезема [13]. Залечивание разрывных нарушений кварцем было обусловлено включением механизма устойчивого поперечного растяжения тектонически ослабленных структур. На образовавшейся таким образом кварцевой матрице жильно-метасоматических зон, в той или иной мере, оказались запечатленными многие из последовавших затем событий гидротермальной деятельности. В этой связи, представляется неслучайным первично-вторичное и вторичное происхождение большинства газовой-жидких включений, наполняющих кварц, а также широкий температурный интервал их гомогенизации – 400–800° С ([12]; далее температуры также из этой работы). Модальный интервал температур гомогенизации включений также значительно растянут – 280–1800° С. Поступление в рудолокализирующие структуры больших количеств кремнезема сменилось затем отложением карбонатов. Процесс образования кар-

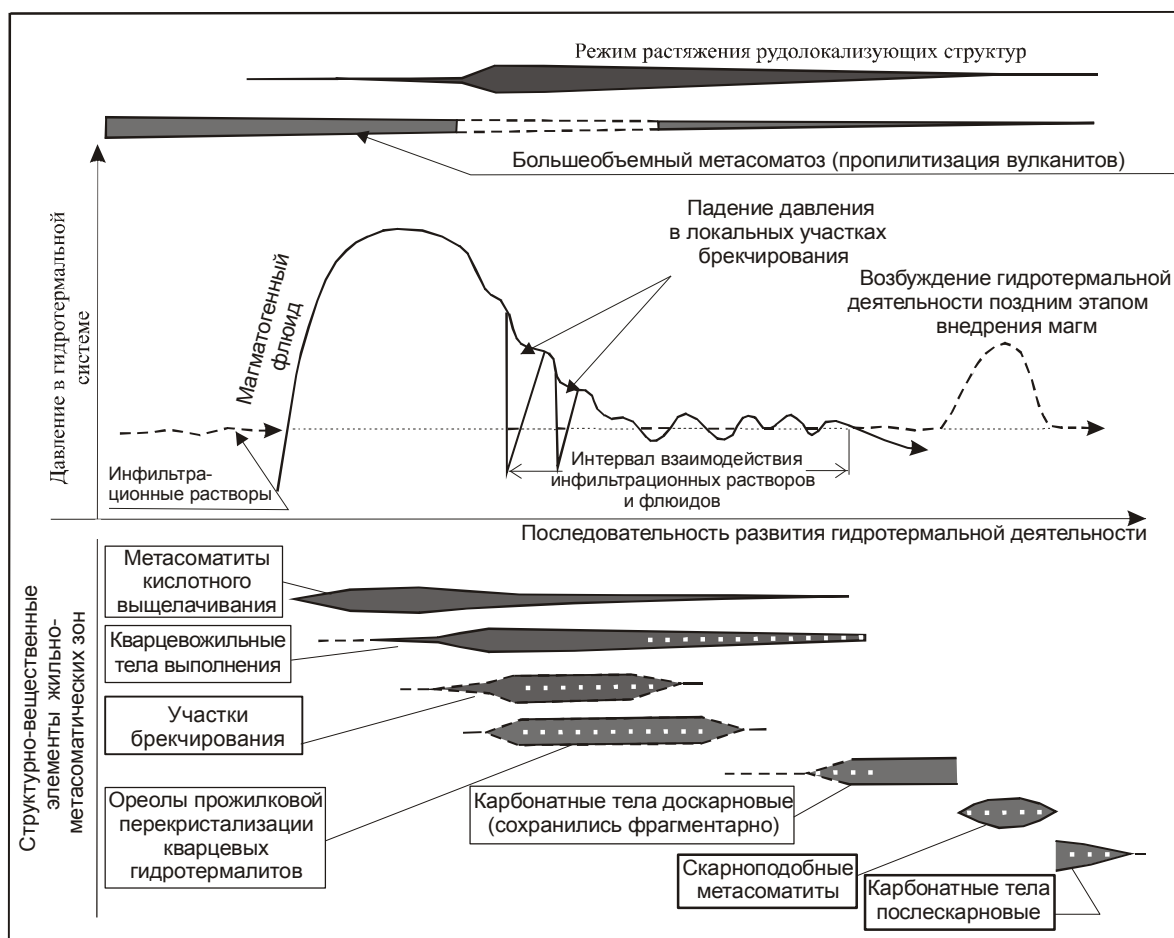


Рис. 2. Схема формирования жильно-метасоматических зон Многовершинного месторождения, отражающая полигенную природу гидротермальной деятельности.

Белым точечным пунктиром обозначены вероятные место и время выделения рудной минерализации.

бонатных тел был “приостановлен” их скарнированием, а затем, по “возвращении” гидротермальной системы к доскарновому температурному режиму, продолжен и завершен. Возбуждение (реювенация) затухавшей гидротермальной деятельности произошло вследствие проявления в составе вулканоплутонических субщелочных магм [12]. Подобное возбуждение гидротермальной деятельности А.А. Сидоровым и В.И. Гончаровым [10] классифицировано как прогрессивный тип реювенации. Температуры гомогенизации включений в карбонатах – 325–100° С, большинство же из них гомогенизируется при 200–50°С.

**ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА И КИСЛОРОДА
КАРБОНАТОВ И КВАРЦА – ОПОСРЕДОВАННЫЙ
ПОКАЗАТЕЛЬ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ**

Карбонатные тела, как структурно-вещественные элементы, завершавшие формирование зон, имели наибольшие возможности сохранить свой перво-

начальный изотопный состав. На диаграмме изотопных составов (рис. 3) они занимают компактное поле, отчетливо обособляющееся от карбонатов осадочного происхождения и карбонатов, образовавшихся при скарнировании известняков, а также гидротермальных карбонатов с магматогенным источником терм [1]. Значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов меняются от -7.0 до -3.2 ‰ и от -3.8 до +4.6 ‰, соответственно, при средних значениях $\delta^{13}\text{C} = -5.3$ ‰ и $\delta^{18}\text{O} = -0.5$ ‰ (25 определений)*.

Значение $\delta^{18}\text{O}$ для терм, равновесных с кальцитом при температуре его образования, может быть рассчитано по зависимости И. Фридмана и О’ Нила [20]. Для Многовершинного месторождения этот показатель (при 200°С) составил -10 ‰. По H.R. Rollin-

* Изотопный анализ карбонатов и кварцев выполнен в лаборатории геохимии изотопов ДВГИ ДВО РАН.

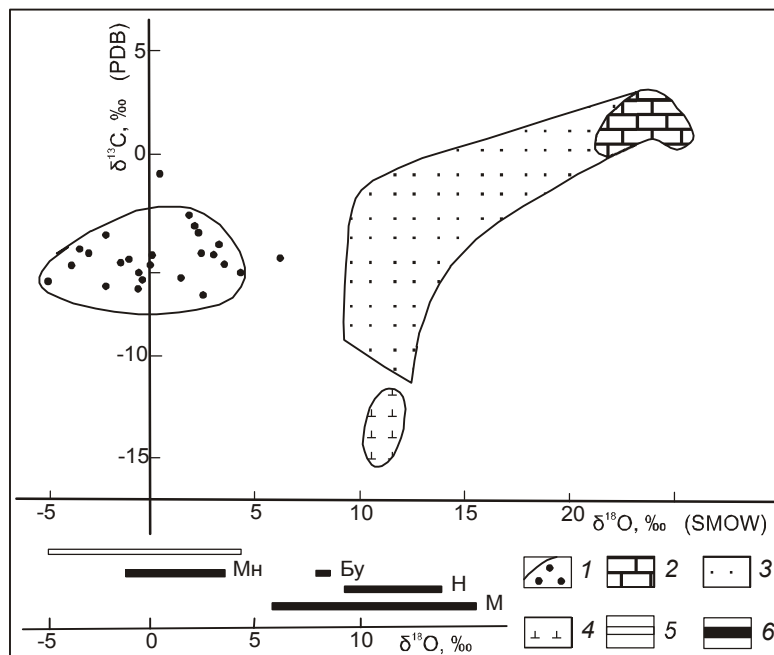


Рис. 3. Изотопный состав карбонатов и кварца месторождения Многовершинное в сравнительном аспекте с некоторыми объектами иного происхождения.

1 – поле карбонатов Многовершинного месторождения; 2–4 – поля карбонатов осадочного и метасоматического происхождения, а также гидротермального генезиса с магматогенным источником гидротерм: 2 – девонские известняки Центральных Пиренеев и 3 – скарны по известнякам [22], 4 – Печенгское медно-никелевое месторождение [6]; 5 – интервал значений $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов Многовершинного месторождения; 6 – интервалы значений $\delta^{18}\text{O}$ кварцев: Бу – поздних дериватов Бекчиулского вулcano-плутона, Мн – Многовершинного, М – Майского [3], Н – Наталкинского [5] месторождений.

son [21], $\delta^{18}\text{O}$ флюидов магматического происхождения колеблется от +5.7 до +9 ‰, метаморфогенных растворов – от +3 до +25 ‰, термы же, в составе которых присутствуют метеорные воды, по кислороду самые легкие ($\delta^{18}\text{O}$ от +5.7 до -42 ‰). Таким образом, произведенными расчетами подтверждено участие в образовании карбонатов Многовершинного месторождения инфильтрационных терм метеорного происхождения. Заметного смешения при этом инфильтрационных терм с магматогенными флюидами, скорее всего, не происходило, о чем косвенно могут свидетельствовать небольшие вариации изотопного состава карбонатов по $\delta^{13}\text{C}$, указывающие на слабые колебания величин фугитивности кислорода и pH.

Изотопный состав кислорода кварцев из жильно-метасоматических зон месторождения характеризуется значениями $\delta^{18}\text{O}$, варьирующими от +3.4 до -1.0 ‰ (средняя величина $\delta^{18}\text{O} = +1.5$ ‰ по 16 определениям). По этому показателю Многовершинное золото-серебряное месторождение заметно отличается от золоторудных объектов Северо-Востока России, приуроченных к терригенным толщам: Наталкинского – +14.1 – +9.3 ‰ [5] и Майского – +16.1 – +6.4 ‰ [3]. Кварцы Многовершинного месторождения в сравнении с карбонатами имеют более узкий интервал значений $\delta^{18}\text{O}$, тяготеющий к области самых тяжелых величин этого показателя карбонатов (рис. 3). Таким образом, кварцы месторождения по изотопному составу кислорода несколько тяжелее карбонатов, что заметно и при сопоставлении средних величин $\delta^{18}\text{O}$: +1.5 ‰ у кварцев, против -0.5 ‰ у карбонатов.

Магматический кварц из поздних дериватов Бекчиулского вулcano-плутона по этому показателю еще тяжелее: $\delta^{18}\text{O}$ кварца из гранит-порфиров и лейкогранитов составляет +7.9 ‰ и +8.3 ‰, соответственно (рис. 3). Состав кислорода флюида, находившегося в равновесии с таким кварцем (при температуре его кристаллизации примерно около 600°C), рассчитан на основании известных коэффициентов равновесного изотопного фракционирования в системе кварц–вода [19]. Он характеризуется значением $\delta^{18}\text{O}$, равным +6.3 ‰.

Как показано В.Г. Моисеенко и В.Г. Сахно [8], отделившиеся от материнских расплавов гидротермы естественным образом наследовали основные особенности магматических флюидов. С учетом этого положения рассмотрим возможности приближенной оценки изотопного состава кислорода флюида после его поступления в гидротермальную палеосистему Многовершинного месторождения. На этапе интенсивной фильтрации флюидного потока вдоль северо-восточных тектонически-ослабленных структур (с образованием метасоматитов кислотного выщелачивания) изотопный состав кислорода менялся как за счет обменных реакций с породами, так и вследствие снижения температуры гидротерм. При включении же механизма устойчивого поперечного растяжения этих структур и залечивания их кремнеземом влияние первого фактора на изотопный состав кислорода флюида стало, вероятно, минимальным. Но и без учета первого фактора при переходе магматогенного флюида на уровень температур гидротермально-

го минералообразования, в соответствии с данными Н.Р. Rollinson [21], $\delta^{18}\text{O}$ гидротерм не должно опуститься ниже +5.7 ‰.

Реальные же значения $\delta^{18}\text{O}$ для терм, равновесных с кварцем при температурах образования кварцево-жильных тел (рассчитанные по [19]), составили: для 400°C – -3.0 ‰, для 250°C – -8.0 ‰. Они существенно отличаются от значений $\delta^{18}\text{O}$, характеризующих магматогенный флюид, и соответствуют термам с участием метеорных вод в их составе [21].

Вместе с тем, геологические факты свидетельствуют, что образование кварцево-жильных тел месторождения связано с деятельностью периферического магматического очага Бекчиулского вулканоплутона. Так, гидротермально-измененные породы, в чехол из которых заключены кварцевые ядра жильно-метасоматических зон, являются внешней частью метасоматической колонки, сформировавшейся в условиях интенсивного кислотного выщелачивания [13]. Расчеты привноса-выноса вещества при формировании околорудно-измененных пород, приведенные в том же исследовании, также не дают оснований связать поступление громадных количеств кремнезема в рудолокализирующие структуры только с процессами изменения вмещающих пород.

Интерпретация изотопных данных, когда они не укладываются в рамки моделей, разработанных на основании геологических исследований, связана с поиском доказательного обоснования причин возникшего несоответствия. В этой связи, рассчитанные величины $\delta^{18}\text{O}$ терм, равновесных с жильным кварцем Многовершинного месторождения, следует рассматривать в контексте воздействия на кварцевую матрицу жильно-метасоматических зон нагретых метеорных вод на заключительных стадиях гидротермальной деятельности (подобные случаи обсуждаются в работе Г. Фора [16]). Истощение магматогенного источника флюидов вело к снижению флюидного давления в дренажных каналах и подпитке гидротермальной системы инфильтрационными термами конвективной ячейки. Фильтрация терм через кварц осуществлялась в условиях разуплотненности кремнеземистой составляющей зон вследствие нахождения их в обстановке растяжения и сопровождалась интенсивным изотопным обменом. Степень сдвига изотопного состава кислорода жильного кварца в общем виде зависела от объема терм, просочившихся через рудные тела, и их температуры. Вероятно, необходимые объемы терм для осуществления подобного изотопного обмена были обеспечены продолжительностью процесса фильтрации. Температура же терм испытывала естественную тенденцию к снижению и в

конечном итоге, как это видно по результатам гомогенизации включений, достигла 80°C.

Воздействие на кварцевую матрицу жильно-метасоматических зон гидротерм поздних стадий обнаруживается повсеместно. Так, среди газовой-жидких включений в кварце основное развитие получили первично-вторичные (и вторичные) включения с большим температурным диапазоном их гомогенизации. На кварцевую матрицу наложены серии рудогенных ассоциаций с переменными количествами хлорита и серицита, которые в виде прожилков, просечек, пятнообразных выделений, вкраплений неравномерно рассеяны в кварце. При изучении под биноклем мелких фракций плотного тонкозернистого кварца, которым сложены зоны, выявляется неоднородное строение кварцевого агрегата. Оно выражается в частичном преобразовании плотного тонкозернистого кварца в прозрачные и полупрозрачные разновидности с укрупнением зерен. Подобное преобразование первичных агрегатов кварца может быть следствием длительной фильтрации по кварцевой матрице восходящих метеорных вод при восстановлении деятельности конвективной ячейки на завершающем этапе эволюции гидротермальной системы.

РЕКОНСТРУКЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ МНОГОВЕРШИННОГО ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И МОДЕЛЬ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Обобщенная модель золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов представлена М.М. Константиновым с соавторами [7]. Оригинальные геолого-генетические модели месторождений этого формационного типа разработаны и для отдельных золотоносных провинций Дальнего Востока [4, 9]. Многообразие геологических обстановок, при которых протекало формирование месторождений, обусловило различие подходов к моделированию объектов. Наш подход к реконструкции гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения основан на результатах изучения строения жильно-метасоматических зон, на учете механизмов образования структурно-вещественных элементов, составляющих зоны, на учете положения элементов на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности, а также на результатах изотопных исследований. К построению модели формирования месторождения привлечены данные [2, 7, 18], а также В.Э. Пилацкого и В.Р. Поликанова (1978 г.), по абсолютному возрасту магматитов Бекчиулского вулканоплутона и гидротермалитов месторождения. Прокомментируем основные события в рамках представленной модели (рис. 4).

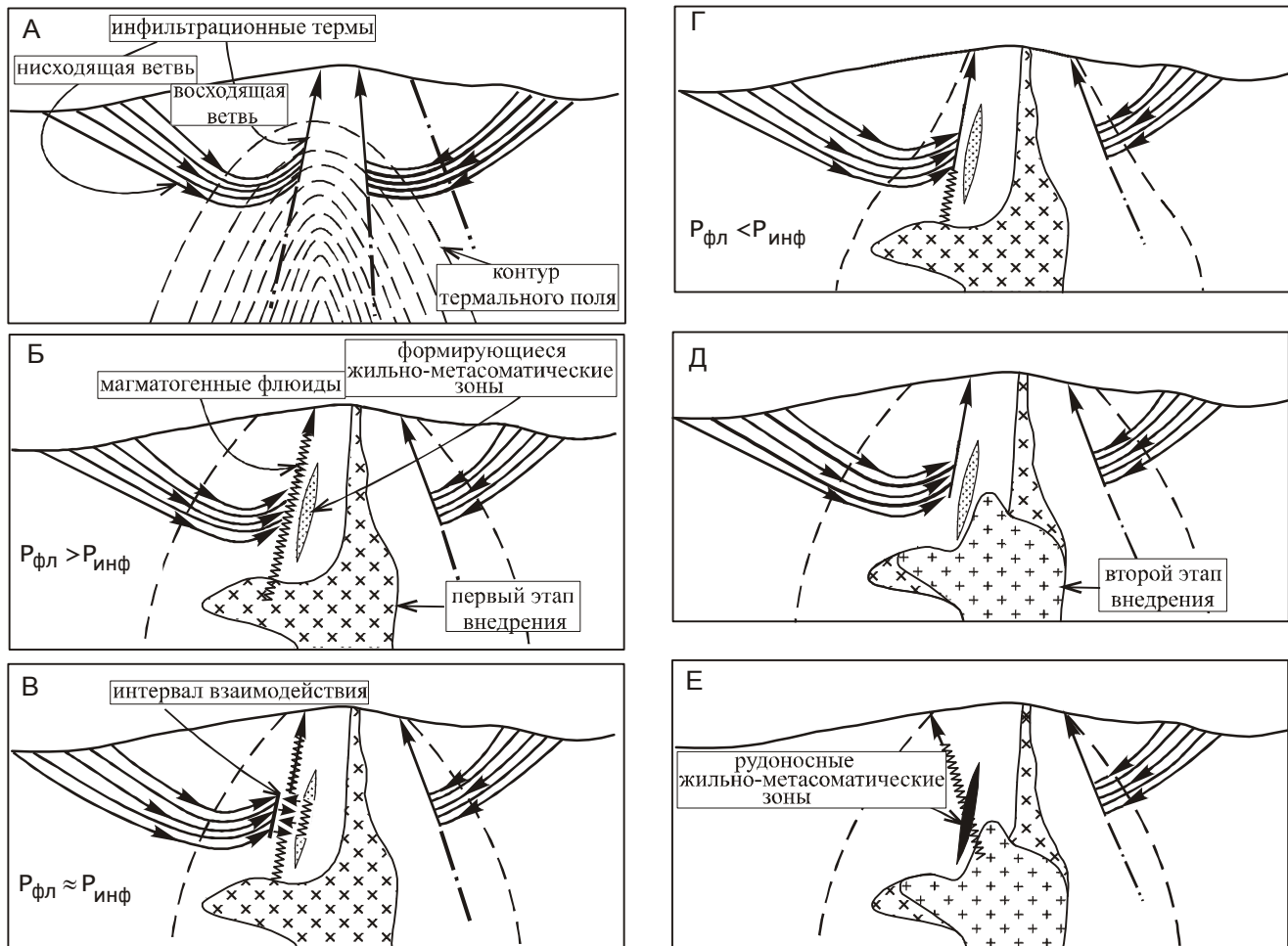


Рис. 4. Динамическая модель гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения.

А – образование термального поля, предшествовавшее формированию Бекчиулского вулcano-плутона, и “запуск” конвективных гидротермальных систем. Б-Г – первый этап внедрения магм, возникновение полигенной плутоногенно-вулканогенной гидротермальной системы: Б – вытеснение из зон дренирования магматогенными флюидами восходящих ветвей инфильтрационных терм конвективной ячейки; В – выравнивание давлений магматогенных флюидов и инфильтрационных терм, их взаимодействие; Г – восстановление деятельности конвективной гидротермальной системы, образование карбонатных тел. Д-Е – второй этап внедрения магм: Д – возбуждение гидротермальной деятельности вследствие разогрева окружающего пространства, формирование скарноподобных метасоматитов, снижение температур к доскарновым величинам и продолжение образования карбонатных тел; Е – изменение плана деформаций, возникновение новой – плутоногенной – гидротермальной системы, связанной с магматитами второго этапа внедрения.

Как известно, внедрению магматитов в верхние горизонты земной коры обычно предшествовал опережающий фронт теплового потока, “запускавший” конвективные гидротермальные системы, питавшиеся за счет метеорных вод. Нисходящие ветви таких систем могли вызывать большеобъемные метасоматические преобразования пород. Для восходящих ветвей конвективных ячеек дренажными каналами обычно служили тектонически ослабленные зоны. Предполагается, что на этапе, предшествующем зарождению Бекчиулского вулcano-плутона, такими каналами являлись зоны северо-восточного простира-

ния, унаследованные от складчатых деформаций фундамента (рис 4А).

На раннем этапе формирования вулcano-плутона (при становлении андезит-гранодиоритовой ассоциации) сброс флюидной составляющей из магматической камеры был связан с деятельностью местных вулканических центров. Самые ранние проявления вулканизма датированы поздним мелом (85–78.5 млн лет). Затухание вулканической активности привело к подключению магматогенных флюидов с высокими значениями флюидного давления к северо-восточным тектоническим нарушениям, вытеснению мете-

орных инфильтрационных терм из этих дренажных систем и запиранию их нисходящего потока в поровом пространстве окружающих пород. Там продолжались процессы их объемного метасоматического преобразования (в частности, пропилигитизация вулканигов) вплоть до установления равновесия в системе термы–порода (известные определения абсолютного возраста пропилигов лежат в интервале 81–76 млн лет). Вдоль линейных же крутопадающих тектонически-ослабленных структур, служивших теперь каналами для фильтрации магматогенных флюидов, развивались процессы интенсивного кислотного выщелачивания. Длительность просачивания ацидофильных растворов в условиях высокого флюидного давления обусловила формирование мощных зон кислотных метасоматитов с серицит-кварцевыми ядрами, заключенными в чехол из гидротермально-измененных пород (рис. 4Б). Известные определения абсолютного возраста кварц-серицитовых метасоматитов находятся в интервале 76–65 млн лет.

Формирование куполовидной структуры вулканоплутона приводило к разгрузке возникавших при этом динамических напряжений по тем же северо-восточным тектоническим нарушениям с проявлением поперечного (вкрест их простирания) растяжения и сбросо-сдвиговыми движениями с суммарной вертикальной амплитудой в первые сотни метров. Синхронно с растяжением шло залечивание разрывных нарушений кремнеземом с формированием в них мощных кварцево-жильных зон. В моменты резкого снижения давления в дренажных каналах (вследствие тектонических подвижек) могла происходить кратковременная подпитка гидротермальной системы инфильтрационными термами с активизацией минералообразования. Интенсивное минералоотложение сопровождалось возникновением минеральных “пробок”, возрастанием на подпруженных участках флюидного давления до величин, превышавших предельные прочностные возможности “пробок”, что вызывало флюидно-эксплозивное брекчирование существенно кварцевого субстрата и образование брекчий с кварцевым, адуляр-кварцевым и, даже, карбонатно-кварцевым цементом. В обширных ореолах трещиноватости, возникавших вокруг зон брекчирования, имела место прожилковая перекристаллизация ранее образованных, преимущественно кварцевых, гидротермалитов с развитием в них своеобразных брекчиевидных прожилковых мегатекстур (рис. 4Б). Известные определения абсолютного возраста адуляр-кварцевых гидротермалитов лежат в интервале 74–62 млн лет.

Постепенное истощение источника питания магматогенных флюидов вело к падению флюидного дав-

ления в локальных участках гидротермальной системы до уровней, дававших возможность подключения к дренажным каналам инфильтрационных терм из поровых пространств окружающих пород. С их фильтрацией связано образование в рудолокализирующих структурах небольших карбонатных тел (рис. 4В).

Гидротермальная деятельность, таким образом, близилась к завершению, система все чаще подпитывалась близнеитральными инфильтрационными термами (рис. 4Г). Однако в связи со спецификой формирования вулканоплутона – внедрением субщелочных магм (монцогранодиорит-гранитовая ассоциация) – произошел разогрев окружающего пространства с возбуждением (реювенацией) затухавшей гидротермальной деятельности (возраст самых ранних интрузий субщелочных магматитов датируется в 64.5 млн лет). Карбонатная составляющая жильно-метасоматических зон подверглась скарнированию, локальное развитие скарноподобные ассоциации получили также и по кварцевому субстрату. В участке пересечения монцогранодиоритами одной из рудолокализирующих структур кварцевый субстрат последней был перекристаллизован с укрупнением зернистости кварцевых агрегатов. Температура гидротерм, достигнув максимальных значений, начала затем понижаться с приближением к величинам, свойственным доскарновому периоду. Снижение температур сопровождалось образованием в рудоносных зонах все более низкотемпературных метасоматитов (с амфиболом, эпидотом, хлоритом), а на участках растяжения приводило к возобновлению отложения карбонатов. Послескарновыми карбонатными телами маркируется завершение деятельности плутоногенно-вулканогенной гидротермальной системы, сформировавшей оруденелые жильно-метасоматические зоны месторождения (рис. 4Д).

Позднее, в связи с изменением плана деформаций и развитием иной – плутоногенной – гидротермальной системы, обусловленной становлением монцогранодиорит-гранитовой ассоциации вулканоплутона (64.5–37 млн лет), произошло пересечение северо-восточных жильно-метасоматических зон сериями турмалин-кварцевых, кварцевых и карбонатных жилков и прожилков северо-западной ориентировки (рис. 4Е).

ВЫВОДЫ

1. Реконструкция рудообразующей палеосистемы Многовершинного золото-серебряного месторождения выявила полигенную природу гидротермальной деятельности при его формировании. Смена в жильно-метасоматических зонах структурно-веще-

ственных элементов ацидофильного профиля (метасоматитов кислотного выщелачивания, кварцевожильных гидротермалитов) карбонатными эдуктами, отлагавшимися из близейтральных терм, обусловлена естественным истощением источника магматогенных флюидов и, как следствие, вытеснением из зон дренирования гидротерм магматогенного генезиса инфильтрационными термами метеорного происхождения. Подобное течение гидротермального процесса на гипабиссальном–субвулканическом уровне глубинности закономерно. Вместе с тем, на завершающем этапе формирования месторождения “типовой” ход минералообразующего процесса был осложнен образованием скарноподобных метасоматитов и более низкотемпературных их аналогов (вследствие внедрения субщелочных расплавов, разогрева окружающего пространства и возбуждения гидротермальной деятельности). Характерно, что восстановление температурного фона, свойственного предскарновому периоду, привело к кратковременному возобновлению отложения карбонатов.

2. Сценарий зарождения, развития и отмирания гидротермальной палеосистемы Многовершинного месторождения акцентирует внимание на характере взаимодействия восходящих флюидных потоков и фильтрующихся метеорных терм конвективной ячейки, а также раскрывает смысловую нагрузку широко употребляемого при этом термина “смещение”. Динамическая сущность интервалов такого взаимодействия (прерывистое, по типу дросселирования, проникновение инфильтрационных терм в зоны дренирования магматических флюидов, способность участков их взаимодействия изменяться в размерах, перемещаться в плоскости зон), обусловлена, прежде всего, флуктуациями такой реактивной характеристики гидротермальных систем, как флюидное давление.

3. Пример построения модели Многовершинного месторождения показывает, что специфика формирования рудных объектов в значительной степени отражена в строении минерализованных зон. В этой связи, при реконструкции рудообразующих систем эффективно расчленение рудоносных тел на структурно-вещественные элементы с обязательным анализом механизмов их образования и выяснением положения на условной хронологической шкале гидротермальной деятельности. Использование структурно-вещественных элементов при расшифровке событий рудогенеза позволяет учесть и синхронно, и последовательно формировавшиеся составные части рудных тел, что значительно повышает качество опорных данных при построении динамических моделей месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-96013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Фатьянов И.И. Изотопный состав углерода и кислорода гидротермальных карбонатов золото-серебряного месторождения Многовершинного // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 150–153.
2. Бондаренко Е.И. Эволюция мезозойско-кайнозойского магматизма и оруденения северной части Сихотэ-Алинской складчатой системы по радиологическим данным: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1977. 31 с.
3. Бортников Н.С., Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н. и др. Майское многоэтапное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное месторождение (Чукотка, Россия): минералогия, флюидные включения, стабильные изотопы (О и S), история и условия образования // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 6. С. 101–105.
4. Гончаров В.И. Модель гидротермальных рудообразующих систем Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1982. Вып. 26. С. 121–126.
5. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Тюкова Е.Э. Геохимия стабильных изотопов руд и вмещающих пород Наталкинского месторождения // Геологические этюды / Отв. ред. К.В. Симаков. Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2003. 198 с.
6. Егоров Д.Г., Абзалов М.З., Юхалин П.В. Генетическая интерпретация изотопного состава углерода и кислорода гидротермальных кальцитов Печенгского рудного поля // Геология руд. месторождений. 1991. Т. 33, № 1. С. 101–105.
7. Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н. и др. Золото-серебряные месторождения. М.: ЦНИГРИ, 2000. 239 с. (Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов)
8. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
9. Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский-СПб: Изд-во СПб. карт. фабрики ВСЕГЕИ, 1999. 116 с.
10. Сидоров А.А., Гончаров В.И. О типах и масштабах реновации при гидротермальном рудообразовании // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 4. С. 518–521.
11. Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулcano-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 35–58.
12. Фатьянов И.И. Стадийность и температурные условия формирования одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья // Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: ДВО АН СССР, 1980. С. 162–169.
13. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Строение и особенности образования жильно-метасоматических зон золото-серебряного месторождения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 86–100.

14. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Бекчиулское золотоносное вулкано-плутоническое сооружение: магматические ассоциации, особенности развития, схема формирования (Нижнее Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 1. С. 32–44.
15. Фатьянов И.И., Хомич В.Г. Структурно-вещественные элементы жильно-метасоматических зон Многовершинного золото-серебряного месторождения (Нижнее Приамурье) как показатели эволюции гидротермальной рудообразующей системы // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 2. Ч. 2. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 322–331.
16. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 589 с.
17. Хомич В.Г., Фатьянов И.И. Геолого-структурные элементы одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья и их влияние на зональность оруденения // Структуры рудных полей и месторождений золота и серебра. Вып. IV. Владивосток: ДВО АН СССР. 1985. С. 53–55.
18. Хомич В.Г., Фатьянов И.И., Лебедев В.А. и др. Геохронология формирования золотоносного Бекчиулского вулкано-плутонического сооружения (Нижнее Приамурье) // Тезисы докладов XVII Симпозиума по геохимии изотопов. М., 2004. С. 270–271.
19. Clayton R.N., O'Neil J.R., Mayeda T.K. Oxygen isotope exchange between quartz and water // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. P. 3057–3067.
20. Friedman I., O'Neil J.R. Data of geochemistry. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geological Survey. Professional Paper. 1977. 40-KK.
21. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. London Croup UK Ltd. 1994. 352 p.
22. Soler A., Delgado J., Cardellach E., Ayora C. Fluid-rock interaction in skarns from La Gerdanya, Central Pyrenees, Spain: Evidence from carbon and oxygen isotopes // Water-rock interaction. 1992. V. 2. P. 1547–1551.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

I.I. Fatyanov, V.G. Khomich, N.G. Boriskina

Reconstruction of the ore-forming system of the Mnogovershinnoe gold-silver deposit based on data on the structure of ore-bearing zones and isotopic studies (Lower Priamurye)

The reconstruction of the hydrothermal ore-forming paleosystem of the Mnogovershinnoe gold-silver deposit was accomplished with regard to the mechanisms of formation of structural-material elements composing the ore-bearing zones, their position on the conventional chronological scale of hydrothermal activity, and isotopic data. The employment of the structure-and-substance elements for the interpretation of the ore genesis events made it possible to take account of both synchronically and successively developed components of the ore bodies. This improved substantially the quality of reference data when constructing the dynamic model of the deposit. The suggested approach for reconstruction of the hydrothermal paleosystem of the Mnogovershinnoe deposit can be applied to the modeling of other ore objects.

Key words: hydrothermal paleosystem, gold-silver deposits, oxygen and carbon isotopes, Lower Priamurye.