

МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ УРАЛА

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов¹

В шовных зонах смятия, ограничивающих древние гнейсовые блоки, в раннем палеозое отмечаются кондуктивные теплопотoki, вызывающие в вулканогенно-осадочных толщах обрамления метаморфическую трансформацию на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Магматизм в этих зонах начинается габброидами раннедевонской островодужной серии, имеющей возраст 400–380 млн. лет. В позднем девоне затем начинается формирование габбро-диорит-гранодиорит-гранитных серий окраинно-континентального типа [16]. Базитовый магматизм в этом типе серий создавал и вещество протолита тоналитов, гранодиоритов и источник энергии для их плавления. Базиты наращивали снизу кору, обусловили ее повышенную мощность в блокоограничивающих шовных зонах и гнейсово-

амфиболитовых мегаблоках [5; 16; 17]. Производные от базитов анатектические гранитоиды имеют преимущественно тоналитовый или гранодиоритовый состав (рис. 1). Возраст по цирконам для этих интрузивных пород определен в интервале 360–320 млн. лет [16].

Таким образом закладывается основа полигенных плутонов, причем количество фаз зависит от тектонической обстановки в зоне смятия. Становление их происходило в магматической камере путем пульсационной кристаллизации единого магматического расплава, с последовательным раскислением последующих фаз. Пульсационная кристаллизация особенно характерна для верхних частей плутонов и оптимальные глубины ее проявления определяются в 1–4 км [6].

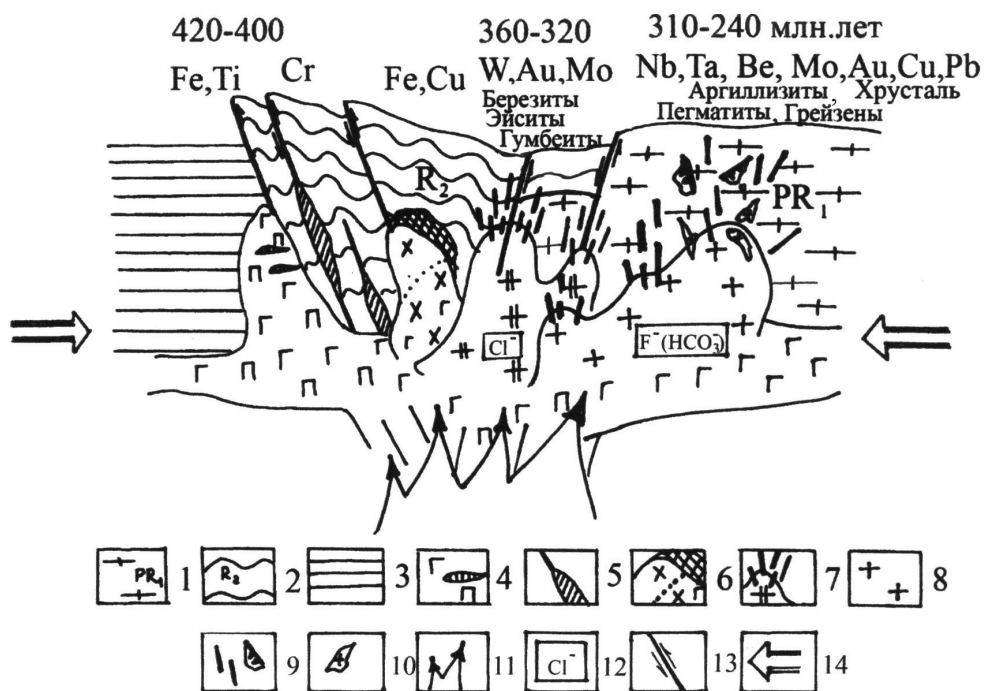


Рис. 1. Кинематическая модель формирования кварц-жильных месторождений во время ранней и поздней коллизий.

1 – древняя континентальная кора; 2 – вулканогенно-осадочные отложения континентального рифта; 3 – толеитовые раннеокеанические образования; 4 – ультрабазит-габбровый комплекс с титаномангнетитовой минерализацией; 5 – ультрабазиты дунит-гарцбургитового хромитоносного комплекса; 6 – габбро-диорит-гранодиоритовая формация с Fe-Cu скарнами; 7 – гранитоиды тоналит-гранодиоритовой формации с W, Mo и Au кварцевыми жилами; 8 – нормальные микроклиновые граниты; 9 – рудные кварцевые жилы и хрусталеносные гнезда; 10 – пегматиты; 11 – мантийный теплофлюидопоток в шовных зонах; 12 – хлоро- и фторотипная специализация гранитоидов; 13 – блокоограничивающие шовные зоны; 14 – тангенциальное сжатие во время коллизии.

¹ Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия.

Кварц-жильное вольфрамовое и золотое оруденение, сопряженное с раннеколлизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, обусловливается эволюцией термоградиентных полей, создаваемых массивами этой формации на стадии их консолидации (Шарташский, Пластовский, Великопетровский, Суундукский, Айдырлинский и другие массивы). Кварцевые жилы концентрируются в консолидированной части массива над остывающим магматическим очагом, в зоне резких температурных градиентов в трещинах скола и отрыва. Ориентировка осей главных напряжений и поверхностей скалывания указывает на вертикальное направление активных усилий снизу вверх магматических масс, создаваемое в результате субширотного сжатия геологических структур Урала [9, 14].

Экспериментальные данные и геологические наблюдения показывают, что в градиентных полях рудные и петрогенные элементы закономерно перераспределяются и образуют свои зоны обогащения. Так вольфрам, молибден, мышьяк тяготеют к источникам локального нагревания, т. е. кровле массива. Оруденение распространяется на удалении 200–300 м. Медь, свинец, цинк перемещаются и концентрируются в более удаленных холодных частях системы на удалении до 1–2.5 км от гранитного купола [7, 11, 13].

В купольной зоне гранитоидов и во вмещающих породах кварцевые жилы выполняют протяженные (до 100 м, иногда до 1–1.5 км) трещины скола, реже отрыва, образуют веер жил с крутыми углами падения и представляют собой типичные жилы выполнения с резкими контактами, практически лишены околожильных изменений. Мощность жил обычно не превышает 1 м, но иногда достигает 2.0–2.5 м. К ним относятся “безрудные”, мономинеральные кварцевые жилы с первично стекловидным, молочно-белым кварцем и “рудные” – шеелит-кварцевые, шеелит-турмалин-кварцевые, золотокварцевые жилы, иногда с арсенопиритом, которые совместно с “безрудными” образуют совмещенные жильные поля. Жилы сложены молочно-белым, плитчатым, нередко гранулированным в результате позднеколлизийного дислокационного метаморфизма, мелко-, реже крупнозернистым кварцем и неравномерно распределенными в нем шеелитом, турмалином и самородным золотом.

Во время поздней коллизии (320–230 млн. лет) в шовных зонах, обрамляющих “микроконтиненты”, проявился дислокационный метаморфизм, расланцевание, будинаж. Для метаморфитов характерно развитие стресс-минералов: кианита, ставролита, фенгита, хлоритоида и др. В это время в центральных частях гнейсовых блоков и нередко в пределах ранее образованных тоналит-гранодиоритовых тел формируются крупные массивы нормальных микроклиновых гранитов, имеющих за счет переплавления корового субстрата фторотипную специали-

зацию растворов. Характерны купола, состоящие из двух разновозрастных гранитов, на контакте которых наблюдаются зоны пегматоидного строения.

В результате эволюции постмагматических растворов по мере удаления от купола гранитов развиваются гидротермально-метасоматические образования, сопровождаемые кварц-жильными телами, которые еще А. Н. Заварицкий расположил в последовательности выделения по мере падения температуры и удаленности от купола в ряд: пегматиты→альбититы→грейзены и слюдиты→березиты, листовиты→серицит-кварцевые породы. Процессы минералообразования происходят вблизи остывающих интрузивов в ореоле их воздействия на вмещающие породы. Основное внимание здесь уделяется возникновению в околоинтрузивном пространстве своеобразной тектоники, обязанной своему происхождению термическому сокращению объема плутонов и играющей, по нашим представлениям, немаловажную роль в последующих процессах эндогенного минералообразования.

Вследствие больших размеров интрузивов оседание их поверхности при остывании происходит не целиком, а какими-то блоками с образованием расколов. Инъекции из остывающего расплава будут осуществляться по этим крутопадающим трещинам, образуя дайковый пояс на удалении от кровли. Возникновение пегматитов, грейзенов, кварцевых жил и т.д. обусловлено образованием “свободного” объема при оседании поверхности куполообразного выступа интрузива и отставания оседания перекрывающих пород (рис. 2).

Происходит это потому, что гранитный батолит, прежде всего, отдает тепло покрывающим его породам. Поэтому сначала застывает наружная корка, которая постепенно нарастает снизу, приближаясь к центральному очагу. В верхней части последнего к этому времени образовался крупный флюидорасплавный “пузырь”. Одновременно с этим идет сокращение объема отвердевших частей батолита, вследствие чего кровля рассекается рядом трещин, которые возникают сначала наверху и постепенно разрастаются вниз, причем часть этих трещин идет радиально, веером, другие протягиваются перпендикулярно к ним, т.е. параллельно поверхности охлаждения, образуя трещины отслоения, контракции. При остывании гипабиссальных интрузивов уменьшение их внешнего объема составляет порядка 5–7% начального объема интрузивной магмы [15, 18]. Если возникающая полость отслоения не получает сообщения с нижерасположенным исходным расплавом интрузива, то она может быть превращена в жилородное пегматитовое тело, а еще позже – в кварц-полевошпатовую и, наконец, в типичную гидротермальную жилу (месторождения “Тора Хрустальная”, “Светлая речка”, “Желанное” и др.).

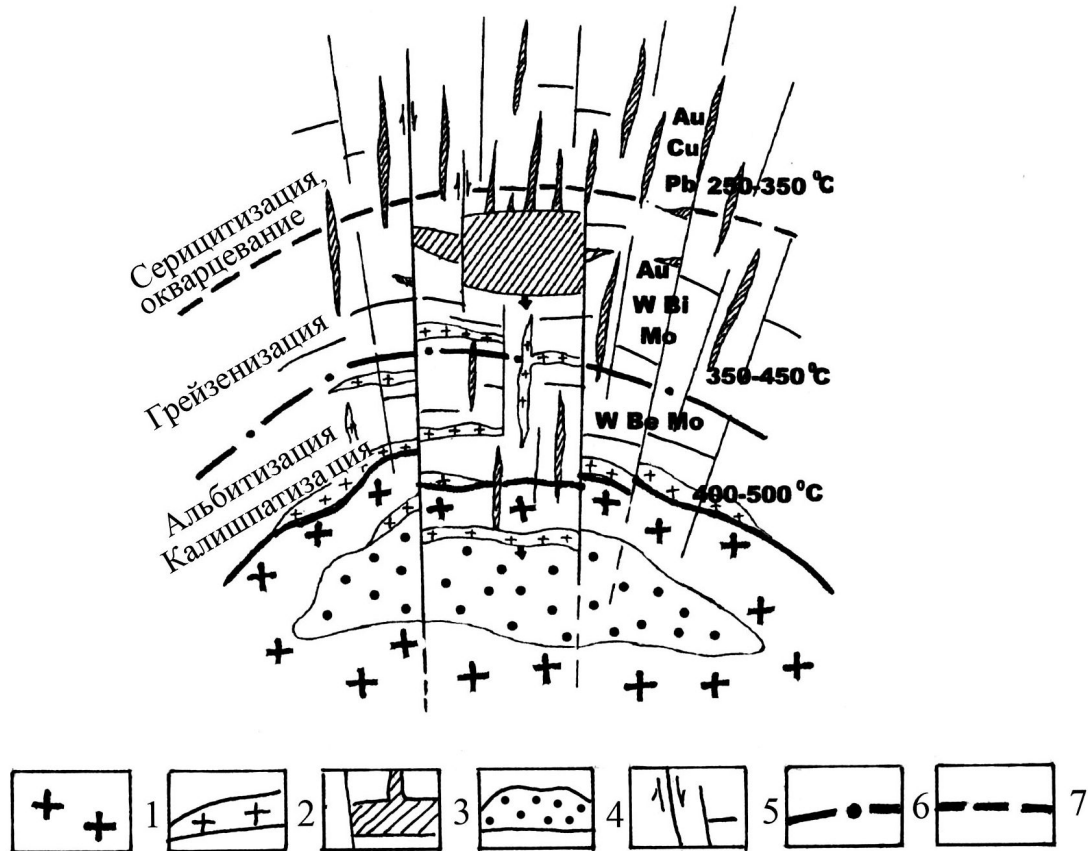


Рис. 2. Схема формирования метасоматической зональности в надкупольной зоне гранитов с образованием тел пегматитов, грейзенов и кварцевых жил (составлена с использованием материалов Ф.А. Летникова, [7]).
1 – купол гранита; 2 – тела аплит-гранитов и пегматитов; 3 – кварцево-жильные тела; 4 – флюидно-газовая полость в кровле гранитов; 5 – разрывные нарушения и трещины отслоения; 6 – граница калишпатизации, альбитизации; 7 – граница грейзенизации и серицит-кварцевых метасоматитов

Грейзенизация происходит обычно после магматического этапа формирования куполов. Она накладывается на уже ранее сформированные пегматиты, часто развивается лишь локально, вдоль трещин отслоения. Особенно важным представляется влияние термической усадки на размещение, локализацию рудных тел вблизи поверхности массивов гранитоидов, на миграцию и накопление рудного вещества в таких телах, на возникновение зональности и стадийности эндогенного околоинтрузивного минералообразования. Обычно фиксируемая амплитуда развития таких трещинных зон над интрузивами составляет 1–2 км [11].

Во фторидной системе максимальная мобилизация золота характерна для наиболее высокотемпературной части системы. Золото будет переходить в подвижное состояние при температурах выше 450°C [7]. Высокотемпературные метасоматиты, образовавшиеся под воздействием фторидных растворов, обеднены золотом. Пегматиты – это продукты высокотемпературного щелочного постмагматического преобразования, с последовательностью от керамических к редкометальным и “камерным” – хрусталеносным. Грейзены, как произ-

водные кислотной стадии этого процесса, последовательно сменяющие щелочную с образованием фторсодержащих алюмосиликатов, практически стерильны в отношении золота. Мобилизованное золото переносилось в породы обрамления уже существенно хлоридными флюидами, так как фтор исчезает из газовой-жидких включений в кварце на удалении 2–2.5 км от гранитного массива [9].

Золоторудные месторождения и хрусталеносные кварц-жильные поля с сопутствующей золоторудной минерализацией размещаются на удалении от интенсивно гранитизированного гнейсового блока, гранитных массивов, зон пегматитообразования, в породах обрамления, метаморфизованных до уровня эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Так в метавулканитах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, ранняя щелочная стадия представлена биотитом в виде неориентированных таблитчатых кристаллов. Биотитизированные метавулканиты золотоносные, содержание золота в них достигает 9.6 г/т. По-видимому, в указанных породах золото фиксируется преимущественно в самородной форме. Его пробность высокая (более 900), так как в этих условиях

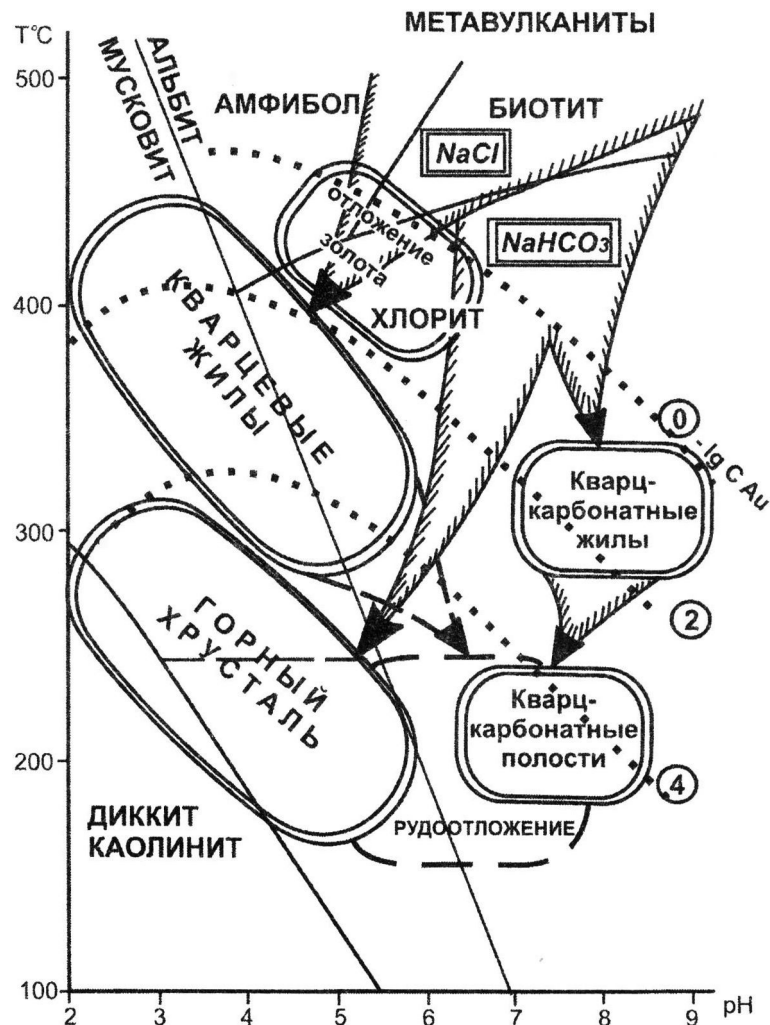


Рис. 3. Зависимость состава минеральных парагенезисов комплексных (золото + горный хрусталь) месторождений от T и pH среды с использованием данных [1, 4].

серебро в растворе достаточно устойчиво. Наиболее яркая черта этих метасоматитов – широкое развитие теллуридов, которые совместно с самородным золотом определяют продуктивность рудных тел [13]. Зона биотита в силу ряда причин является термодинамическим и соответственно геохимическим барьером, способствующим накоплению рудных компонентов [2], т. е. зона биотитизации при снижении температуры и раскислении растворов (хлоритизация биотита) является зоной перестройки флюидной системы, перехода ее из надкритического состояния, расслоения на водную и газовую фазы. Такая перестройка резко сказывается на устойчивости растворенных рудных комплексных соединений и сопровождается их осаждением, в частности, золота. Наряду с этим резко падает растворимость сульфидов в растворах по мере снижения температуры. Поэтому совместное осаждение золота и сульфидов приводит к формированию рудных тел и объектов, относящихся к золото-сульфидной формации (рис. 3, левая ветвь).

При нарастающем снижении температуры процесс может идти двумя путями. Первый путь – дальнейшее раскисление раствора (см. рис. 3). Примерная температура замещения биотита, а также альмандина и амфиболов хлоритом 400–450 °C [9]. Хлорит замещает железо-магнезиальные минералы псевдоморфно, по составу относится к корундофиллитам-рипидолитам. В серпентинитах наблюдается образование зон хлорита и талько-хлоритов. К концу этого процесса образуются мелкозернистые золото-содержащие пирит и халькопирит. В зонах хлоритизации концентрируется золото, содержание которого достигает 4 г/т. Возможность осаждения золота при понижении температуры щелочного раствора показана экспериментально [1, 8, 12].

Более поздняя кислотная стадия гидротермальной деятельности отчетливо приурочена к зонам разломов различной ориентировки и трещинам их оперения. Ее продуктами в кристаллических сланцах являются кварцевые жилы, сопровождающиеся алюмокремневыми метасоматитами: силлима-

нитом, андалузитом, мусковитом, хлоритом, плагио-оклазом в ассоциации с кварцем. Анализ этих химических превращений свидетельствует о кислотном выщелачивании. Данные парагенезисы могут накладываться на метасоматиты раннеколлизийного этапа. Они, соответственно, типоморфны для кварц-мусковитовой (грейзеновой) и березит-лиственитовой формаций и образуются при РТ-параметрах раствора, близких или одинаковых, но при различном содержании в нем HCO_3 и CO_2 . Последнее реализуется на месторождениях в связи с неравномерностью проявления катаклаза в зонах разломов, обусловившего дифференциальное выкипание CO_2 из раствора. В названных метасоматитах фиксируется пирит с незначительным (до 0.1 г/т) содержанием золота. Это естественно для пиритов стадии кислотного выщелачивания [9, 10].

Формирование данных метасоматитов сопровождается мобилизацией золота и халькофильных элементов в раствор, дальнейшее развитие процесса сопровождается рудоотложением. Рудные минералы в жилах отлагаются в зальбандах и по трещинам в кварце и представлены молибденитом, пиритом, халькопиритом, ковеллином, шеелитом, гематитом, висмутином, золотом. Наблюдения показывают, что золотоносные метасоматиты с сульфидной и висмутовой минерализацией, сопровождаемые грейзенизацией (мусковит-кварцевыми метасоматитами), могут быть наложенными на раннегерцинские слабозолотоносные шеелит-кварцевые жилы и занимают секущее положение по отношению к ним. Содержание золота в метасоматитах с сульфидами достигает 3.5 г/т. Вмещающие гранитизированные кристаллические сланцы также, как плагиогнейсы из гнейсовых блоков, в объеме всего блока характеризуются низкими фоновыми содержаниями золота ($x = 1.35$ мг/т, Джабык-Карагайский комплекс; $x = 1.4$ мг/т, Адамовский комплекс), при метасоматических преобразованиях оно возрастает и в рудных кварцевых жилах может достигать граммовых содержаний. Кварц кварцевых жил, в которых рудная минерализация отсутствует, подвергся грануляции, рекристаллизации с очищением от микропримесей, при значительной протяженности и мощности используется для плавки многокомпонентных стекол и в качестве сырья для синтеза кварца.

Второе направление в гидротермально-метасоматических преобразованиях связано с активизацией тектонической деятельности после завершения образования кварц-жильной минерализации и наложенного на них рудоотложения. При наличии контакта толщ метавулканитов с карбонатными отложениями хлоритопные растворы преобразуются в бикарбонат-хлоридные и приобретают отчетливо щелочную характеристику (см. рис. 3, правая ветвь). Бикарбонатная специализация растворов приводит к значительному расширению щелочной

обстановки до более низких температур. В условиях зеленосланцевой фации и хрупких деформаций при жилообразовании происходит вскипание растворов, а падение давления стимулирует осаждение кварца с образованием кварцевых и кварц-карбонатных жил.

Кварцевые жилы, сложенные полупрозрачным светло-серым кварцем с характерным блеском, мощностью до 1.5–2.5 м, содержат рудную минерализацию в количестве 1–3% (пирит, тетраэдрит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, самородное золото, шеелит, теллуриды). Золото чаще всего содержится в кварце. Его выделения приурочены к трещинам, пересекающим кварц, или к границам зерен кварца. В зальбандах кварцевых жил пирит образует гнездообразные скопления, содержит золото в количестве 3.6–3.4 г/т, иногда 20–30 г/т.

Углекислота, образующаяся при вскипании бикарбонатных растворов, перемещаясь в верхние горизонты кварц-жильного поля, накапливается под различными экранами, что приводит к формированию хрусталеносных зон аргиллизитов. Этот процесс промоделирован в экспериментах [3] и зафиксирован на хрусталеносных объектах [9, 10]. Щелочные бикарбонатно-хлоридно-натровые растворы обладают большой агрессивностью по отношению к кремнезему и производят выщелачивание встречающихся на их пути кварцевых жил. Углекислота, раскисляя растворы, стимулирует осаждение кремнезема, а так как последнее идет в существенно закрытой системе, то в растворах концентрация кремнезема уже значительно ниже, чем при образовании жил, поэтому наблюдается медленный рост качественных кристаллов горного хрусталя. Формирование кристаллов в полостях, обычно происходило уже из существенно хлоридно-натровых растворов, когда бикарбонатная составляющая была в значительной мере израсходована на образование карбонатов.

Области формирования хрусталеносных гнезд по температуре и щелочности растворов и области раннего рудоотложения сульфидов с золотом перекрывают друг друга. В процессе хрусталеобразования при наложении гнезд на рудные жилы нередко отмечается переотложение рудных минералов, в том числе и золота, в хрусталеносных гнездах. Литохимические съемки, выполненные на месторождениях, показали, что хрусталеносные зоны обрамляются контрастными ореолами сурьмы, мышьяка, серебра, свинца, висмута, меди и полями развития сульфидов. Совмещение хрусталеносных и золото-рудных жил кроме Урала наблюдается на Дальнем Востоке, Памире, Кавказе, Тянь-Шане, Казахстане и в других регионах [9, 10].

Исследования выполнены при поддержке по интеграционному проекту УрО, СО, ДВО РАН (2009–2011 гг.).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Белеванцев В.И., Колонин Г.Р., Васильева Н.Г. и др.* Возможные формы нахождения и растворимости золота в рудообразующих растворах // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. Новосибирск: Наука, 1982. С. 83–117.
2. *Блюман Б.А.* Эндогенные режимы и типы метаморфизма складчатых областей. М.: Недра, 1985. 133 с.
3. *Глюк Д.С.* Экспериментальные исследования условий образования гидротермальных золоторудных месторождений // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука, 1987. С. 124–132.
4. *Говоров И.Н.* Термодинамика ионно-минеральных равновесий. М.: Наука, 1977. 249 с.
5. *Калинин А.С., Ревердатто В.В.* Модель глубинного плутонометаморфизма и анатексиса // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237. № 5. С. 1167–1170.
6. *Косалс Я.А.* Источники и способы обогащения рудным веществом ювенильных растворов в процессе формирования редкометальных месторождений, связанных с гранитными интрузиями // К вопросу об источнике вещества эндогенных рудных месторождений. Алма-Ата: КазИМС, 1970. С. 105–115.
7. *Летников Ф.А.* Синэнергетика геологических систем. Новосибирск, Наука. 1992. 228 с.
8. *Летников Ф.А., Вилор Н.В.* Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 224 с.
9. *Огородников В.Н.* Закономерности размещения и условия сопряженного образования кварцевожильных, хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 470 с.
10. *Огородников В.Н., Сазонов В.Н.* Соотношение золоторудных и хрусталеносных месторождений образования гнейсовых блоков Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 72 с.
11. *Рундквист Д.В., Денисенко В.К., Павлова И.Г.* Грейзеновые месторождения. М.: Недра, 1970. 328 с.
12. *Рябчиков И. Д.* Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 230 с.
13. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.
14. *Старостин Б.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.
15. *Ферсман А.Е.* Избранные труды. Т. IV. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 742 с.
16. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др.* Магматический контроль гидротермального золотого оруденения на Урале // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 181–184.
17. *Хомичев В.Л., Бухаров Н.С., Чунихина Л.Е.* Эталон Бийхемского габбро-диорит-сиеногранитового комплекса (Восточная Тува). Новосибирск: СНИИГ-ГиМС, 2007. 250 с.
18. *Щерба Г.Н.* Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 379 с.