

РОЛЬ ШОВНЫХ ЗОН УРАЛА В ОБРАЗОВАНИИ РУДНЫХ И ХРУСТАЛЕНОСНЫХ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

© 2018 г. В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов*

Шовные зоны играют большую роль в структуре земной коры. Поэтому установленные сдвиговые зоны различных рангов можно рассматривать как рудоносные структуры, развитие которых определило основные закономерности формирования и пространственного размещения рудных районов, узлов и месторождений. На Астафьевском хрусталеносном поле кинематический анализ развития разрывных нарушений по методике О.И. Гущенко показал, что эллипсоид деформации в раннеколлизийный этап был ориентирован меридионально, и вектор максимальных напряжений был направлен с севера на юг. “Желобообразные” структуры, образованные сочетанием взбрососдвигов и встречных к ним сбросов, представляют собой дренажные структуры для растворов, в которых широко проявились метасоматические преобразования и локализуются кварцево-жильные зоны, нередко несущие золоторудную, сульфидную или редкометалльную минерализацию. Раствороподводящие и растворораспределяющие нарушения – сдвиги, сбросы, надвиги и оперяющие их структуры – на стадии жилообразования становятся жилотворящими нарушениями наряду с оперяющими их трещинами отрыва. Локализация кварцевых жил наблюдается в узлах пересечений этих нарушений, где создаются зоны растяжения.

Шовными тектоническими зонами принято называть весьма узкие и протяженные линейные зоны сложного геологического строения, которые являются поверхностным структурным выражением разломов большой глубины заложения и длительности развития [Пейве и др., 1977]. Они разделяют различные по строению крупные блоки земной коры. Такие швы отличаются интенсивным разрывообразованием и разнообразием форм проявлений магматизма и дислокационного метаморфизма. Они обычно представлены сложным набором разрывных нарушений разного генезиса и возраста с длительной историей формирования. Главные черты их строения выясняются лишь в результате специализированных геологических и геофизических исследований [Огородников и др., 2004, 2007, 2014].

Шовные зоны играют большую роль в структуре земной коры. Известны закономерности их глобальной ориентировки, кинематические и морфогенетические типы, соотношения ряда количественных характеристик, роль в структурном контроле и локализации магматических, метасоматических, рудных и нерудных тел. Неоспоримое прикладное значение разломы имеют в контроле размещения рудных полей, отдельных месторождений, рудных тел. В формировании и расположении магматических и рудных образований (комплексов) в континентальной коре существенную роль играют, в частности, сдвиговые геодинамические режимы. Поэтому установленные сдвиговые разломы различных рангов внутри шовных

зон можно рассматривать как рудоносные структуры, развитие которых определило основные закономерности формирования и пространственного размещения рудных районов, узлов и месторождений (рис. 1).

Анализ размещения кварц-жильных, хрусталеносных, золоторудных месторождений и рудопроявлений, связанных со становлением и эволюцией габбро-тоналит-гранодиорит-гранитных комплексов [Мельников, 1988; Огородников, 1993; Сазонов и др., 2001; Ферштатер и др., 2007], с использованием геофизических полей и профилей ГСЗ [Огарин, 1974; Ананьева, 1981; Берлянд, 1982, 1990; Нечеухин и др., 1986; Ревякин, 1987; Овчинников, 1992; и др.] показывает, что они локализуются вдоль шовных зон, имеющих глубинное заложение, и в структурах, “микроконтинентах”, имеющих мощность 35–45 км земной коры, при мощности гранитного слоя 15–25 км, создаваемой преимущественно за счет древних гнейсовых блоков континентальной коры, отчлененных от платформы при докембрийском рифтогенезе и преобразованных во время коллизий [Огородников, 1993; Огородников и др., 2004, 2007, 2014].

Такое пространственное размещение оруденения связано с преобразованием подземной флюидосферы (ПФС), которая в результате метаморфизма в древних гнейсовых блоках преобразуется из углекислотных флюидов с высокими содержаниями водорода, метана, азота в водные флюиды с растворенной углекислотой и другими газами. Граница раздела существенно водных и углекислот-

* Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

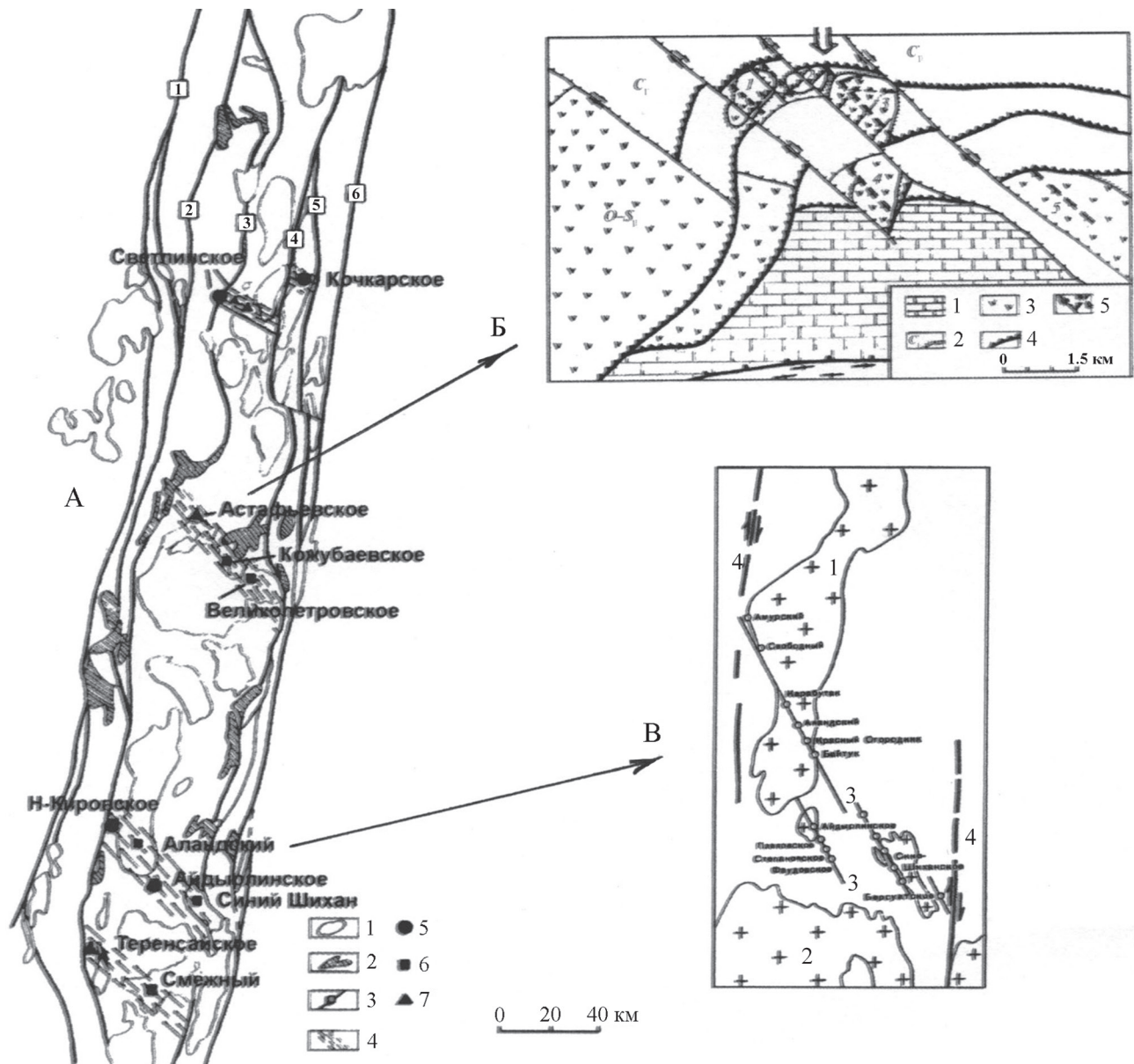


Рис. 1. Схема расположения шовных зон Южного Урала (А) в пределах Восточно-Уральской мегазоны.

1 – массивы гранитоидов; 2 – массивы габбро и ультрабазитов; 3 – шовные зоны (1 – Сугомакско-Кацбахская, 2 – Кидышевская, 3 – Светлинская, 4 – Борисовская, 5 – Успеновско-Павловская, 6 – Челябинская); 4 – рудоконтролирующие разломы; 5–7 – месторождения (5 – золоторудные, 6 – редкометалльные, 7 – хрусталеносные).

Б – структурная схема Астафьевского хрусталеносного поля: 1 – толща мраморов, 2 – толща углисто-кремнистых сланцев, 3 – толща метавулканитов, 4 – надвиговые структуры раннего заложения, 5 – рудовмещающие структуры.

В – размещение кварцево-жильных месторождений золота (залитые кружки) и редких металлов (незалитые кружки) в зонах диагональных рудоконтролирующих разломов (3), развивающихся в блоках пород между глубинными шовными зонами (4) в районе Суундукского (1) и Адамовского (2) массивов гранитоидов [Рундквист, 1964].

ных флюидов проводится по подошве гранитного слоя на глубинах 20–25 км [Кадик, 1975; Наумов, Наумов, 1977]. На глубинах 15–20 км вода начинает интенсивно удаляться из магм и метаморфических пород. Метаморфизм пород сопровождается уменьшением объема новообразованных минералов, но объем возрожденных вод и скелета породы больше, чем первоначальный ее объем. Это приво-

дит к повышению внутривещного давления и образованию трещин гидравлического разрыва [Поспелов, 1963], что сопровождается увеличением трещиноватости и проницаемости пород, особенно в шовных зонах. Последние представляют собой серию флюидо- и теплофлюидопроводников с широко проявленными процессами дислокационного метаморфизма и магматизма на глубине, где фор-

мируется фильтрующаяся колонна со сложным по физической природе режимом стягивания рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток “стволовой зоны” [Поспелов, 1963], в которой образуется основная масса гидротермальных месторождений.

Формирование любой региональной разрывной структуры сопровождается, как известно, возникновением в зоне ее влияния значительного числа сопутствующих (диагональных) разрывов, а часто и различного рода пликативных структур [Рундквист, 1964; Уткин, 1980].

Большое прикладное значение имеют ширина зон динамического влияния разломов, пропорциональная длине разлома, а также амплитуда смещения [Шерман, Днепровский, 1989]. Сейчас есть основания полагать, что ширина зоны динамического влияния зависит и от глубины проникновения разломов, их кинематического типа и способа образования, а также от мощности “разрушающейся” коры. С увеличением мощности земной коры расширяется зона динамического влияния разломов. Различную по ширине зону динамического влияния имеют надвиги и сбросы, круто- и пологопадающие разломы.

Производные от базитов анатектические гранитоиды имеют преимущественно тоналитовый или гранодиоритовый состав. Возраст по цирконам определен в интервале 360–320 млн лет [Ферштагер, 2007].

Кварц-жильное золотооруденение, сопряженное с раннеколлизийными гранитоидами тоналит-гранодиоритовой формации, обуславливается эволюцией термоградиентных полей, создаваемых массивами этой формации на стадии их консолидации (Пластовским, Шарташским, Айдырлинским и другими). 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. Поэтому деформации этого этапа и образование трещин можно связывать с механизмом поперечного изгиба в жестком блоке при давлении снизу вверх остывающего магматического очага (рис. 2). В распределении зон образования трещин выделяется куполообразная ненарушенная зона (I) непосредственно над очагом расплава (“штампом”). Это связано с тем, что здесь все главные напряжения достигают больших величин и действуют как сжимающие усилия, формируя зону всестороннего сжатия [Старостин, 1979]. Выше этой зоны располагается область возникновения сколовых трещин (II) – поверхности действия τ . Симметрично относительно “штампа” над зоной сколов располагается зона трещин отрыва (III), кото-

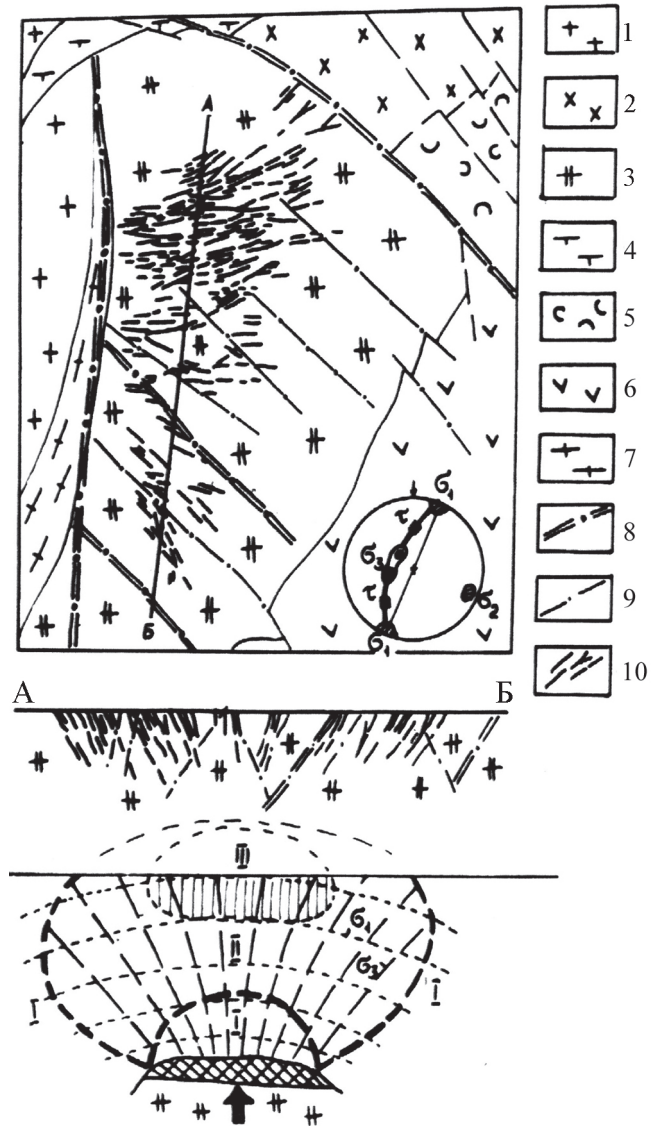


Рис. 2. Распределение кварц-жильных зон на Кочкарском золоторудном месторождении и механизм их образования.

Геологическая схема по [Бородаевский, Черемисин, 1983]: 1 – биотитовые двуслюдяные граниты Борисовского массива; 2 – гранодиориты, плагиограниты Колелгинского массива; 3 – плагиограниты Пластовского массива; 4 – гипербазиты серпентинизированные; 5 – эффузивы трахибазальт-андезит-риолитовой формации; 6 – базальты, андезит-базальты и их туфы; 7 – интенсивно рассланцованные гнейсы и кристаллические сланцы с кианитом Борисовской шовной зоны; 8 – тектонические нарушения типа надвигов и сбросов, разграничивающие крупные тектонические блоки (теплофлюидопродоводники); 9 – оперяющие (встречные) сбросы к Осейскому взбросонадвигу; 10 – золотоносные кварцевые жилы.

рая совпадает с локальным максимумом значений σ_1 . Экспериментальные данные [Дударев, 1975] 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, а медь, свинец, цинк, сурьма, висмут перемещаются и концентрируются в удаленных, более холодных, частях системы. Кварцевые жилы выполняют протяженные до 100 м (иногда до 1.0–1.5 км) трещины скола, реже отрыва, образуют веер жил с крутыми углами падения и представляют собой типичные жилы выполнения с резкими контактами, практически лишенными околожильных изменений. Мощность жил обычно не превышает 1.0 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, золото-кварцевые жилы, 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.

Ранговая классификация отталкивается от трех основных количественных параметров: протяженности сдвигов, надвигов и взбросов по простиранию, ширины области смятия горных пород на земной поверхности (области активного динамического влияния) и амплитуды смещения. Между этими параметрами фиксируется корреляционная зависимость [Любацкая, 1987; Шерман, Днепровский, 1989].

Шовные зоны ранней группы доколлизийного этапа представлены преимущественно взбросовым и надвиговым кинематическими типами. Для стадии разрывов коллизийного этапа характерны сдвиговые деформации [Огородников, Слободчиков, 1982; Огородников, 1989, 1993; Серавкин и др., 2001]. Нередко разрывные нарушения различных кинематических типов входят в одни и те же системы разломов. В зонах влияния крупных региональных разломов наряду с преобладающими сдвиговзбросами и надвигами картируются антитетические сбросы, занимающие тыловое положение по отношению к фронтальным взбросам и надвигам [Ярошевский, 1980; Огородников, 1993; Серавкин и др., 2001].

На Астафьевском хрусталеносном поле кинематический анализ развития разрывных нарушений и трещин по методике О.И. Гущенко [1975] показал, что эллипсоид деформации в раннеколлизийный этап был ориентирован меридионально, и вектор максимальных напряжений был направлен с севера на юг (рис. 3). Сдвиговые подвижки по блокоограничивающим шовным зонам привели к формированию диагональных взбрососдвигов северо-

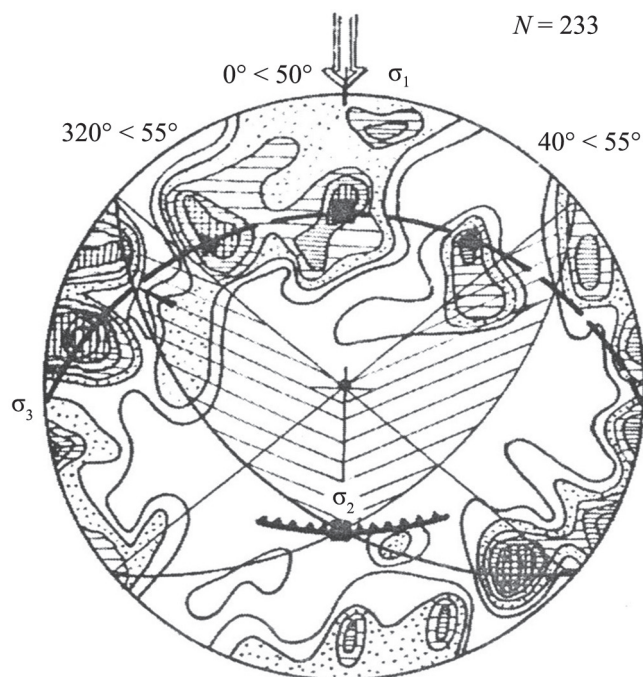


Рис. 3. Структурная диаграмма формирования основных раствороподводящих разрывных нарушений Астафьевского хрусталеносного месторождения.

западной ориентировки, по которым наблюдается перемещение блоков метавулканитов в юго-восточном направлении (см. рис. 1). Наиболее значительные перемещения испытали Аномальный и Алексевогорский блоки. Сопряженно с движениями по взбрососдвигам возникают антитетические, “встречные” к ним сбросы. В целом желобообразные структуры, образованные сочетанием взбрососдвигов и сбросов, представляют собой дренажные структуры для растворов, в которых широко проявляются метасоматические преобразования и локализуются кварцево-жильные зоны, нередко несущие рудную, сульфидную или редкометалльную минерализацию.

Анализ размещения хрусталеносных кварцевых жил показывает, что их концентрации наблюдаются внутри желобообразных структур в виде жильных столбообразных структур в зонах пересечения взбрососдвигов северо-восточного простирания. Это связано с переориентировкой максимальных напряжений эллипсоида деформации во время поздней коллизии. Вследствие этого активизируются сдвиговые подвижки по северо-западным взбрососдвигам с образованием поперечных взбросов. Возникают своеобразные структуры в виде опрокинутой четырехгранной пирамиды, в центральных частях которых образуются хрусталеносные кварцевые жилы [Огородников, 1989, 1993; Огородников и др., 2014].

Раствороподводящие и растворораспределяющие нарушения – сдвиги, сбросы, надвиги и оперяющие их структуры на стадии жилообразования становятся жилонесущими нарушениями наряду с оперяющими их трещинами отрыва. Локализация кварцевых жил наблюдается в узлах пересечений этих нарушений, где создаются зоны растяжения. Роль экрана углистых филлитов доказана давно и рассмотрена в большом количестве работ. Она выражается в высокой пластичности и водонепроницаемости углистых филлитов и их геохимической специализации, что приводит к накоплению растворов под ними. Наиболее отчетливо экран филлитов проявился в Октябрьской зоне Астафьевского месторождения, где жильная система ж-101 была вскрыта под экраном филлитов только на глубине 60 м. Обычно хрусталеносные зоны образуются сочетанием, комбинацией структурных и литологических экранов, где возникают наиболее крупные кварцево-жильные системы ж-101, 103, 180 и др. (рис. 4).

Наложение хрусталеносной минерализации на раннеколлизийные рудоносные кварцевые жилы можно видеть в карьере Западного участка Астафьевского месторождения (рис. 5). Плитобразная кварцевая жила (ж-38) образована надвигосдвиговой подвижкой по северо-западному надвигов (аз. пад. $40^\circ < 50^\circ$), с образованием оперяющего скола (аз. пад. $78^\circ < 35^\circ$) и трещин отрыва (аз. пад. $135^\circ < 35^\circ$). Жильная система (ж-48) пред-

ставлена сложноветвистым хрусталеносным штоком, наложенным на ранее образованную монокварцевую жилу (ж-38).

Кинематический анализ положения жилонесущих трещин ж-48 свидетельствует о новой активизации тектонических подвижек и переориентировке эллипсоида деформаций. Появляется пояс жилонесущих трещин (аз. пад. $280^\circ < 60^\circ$; $315^\circ < 45^\circ$; $5^\circ < 35^\circ$; $40^\circ < 50^\circ$), почти перпендикулярно ориентированный к поясу жилонесущих трещин ж-38, которые в этот момент также подновляются [Огородников, 1989, 1993; Огородников и др., 2014]. Наблюдения в карьере подтверждают наложение хрусталеносной минерализации ж-48 на плитобразную монокварцевую жилу ж-38, которая по системе сколовых трещин (аз. пад. $315^\circ < 45^\circ$) была разбита на отдельные блоки, смещенные друг относительно друга (см. рис. 5).

Таким образом, геоструктурная эволюция метаморфического комплекса на начальном этапе приводит к образованию в диагональных шовных зонах благоприятных тектонических блоков, вмещающих рудные поля и месторождения. Дальнейшее их геодинамическое преобразование создает благоприятные желобообразные дренажные тектонические структуры, активно проработанные метасоматическими процессами и вмещающие кварцево-жильные зоны. Внутри кварцево-жильных зон во время поздней коллизии получила развитие хрусталеносная минерализация.

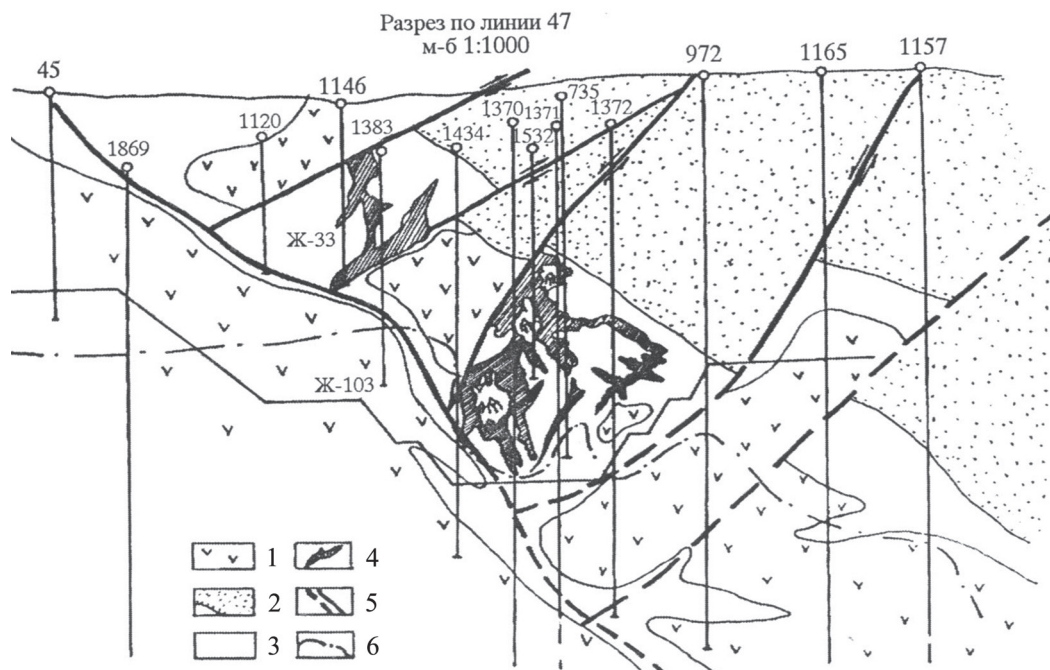


Рис. 4. Развитие сложно построенной кварцево-жильной системы (ж-103) в условиях проявления структурно- и литологического контроля (разведочная линия 47, Астафьевское месторождение).

1 – слабо измененные метавулканыты; 2 – углистые филлиты; 3 – метасоматически измененные метавулканыты; 4 – хрусталеносные кварцевые жилы; 5 – раствороподводящие разрывные нарушения; 6 – нижняя граница коры выветривания.

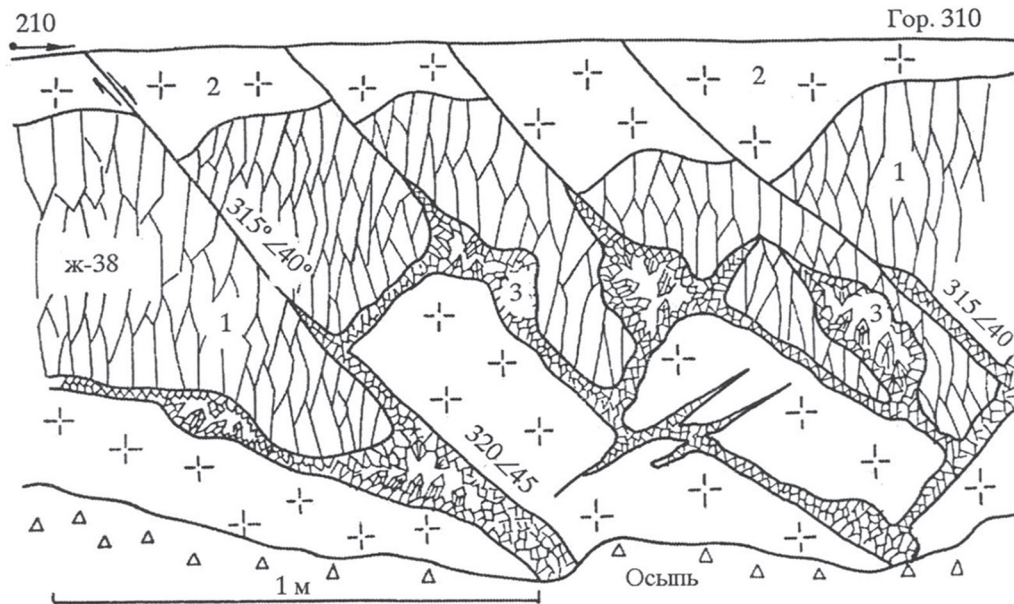


Рис. 5. Наложение хрусталеносной минерализации на монокварцевую жилу (ж-38, западный участок Астафьевского месторождения, горизонт 310 м).

Работа выполнена в рамках Программ фундаментальных исследований по госзаданию ФАНО по теме № АААА-А18-118052590030-2, руководитель доктор геол.-мин. наук А.Ю. Кисин.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ананьева Б.М. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Урала // Геологическое развитие и металлогения Урала. М.: Недра, 1981. С. 32–43.
- Берлянд Н.Г. О палеорекострукциях глубинного строения земной коры Урала // Сов. геол. 1990. № 4. С. 81–91.
- Берлянд Н.Г. Районирование Урала по типу строения земной коры // Сов. геол. 1982. № 11. С. 78–89.
- Бородаевский Н.И., Черемисин А.А. Критерии прогнозирования жильного оруденения на рудных полях Урала // Критерии прогнозирования золоторудных месторождений: Тр. ЦНИГРИ. М., 1983. Вып. 173. С. 13–21.
- Гуценко О.И. Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере. М.: Наука, 1975. С. 7–25.
- Дударев А.Н. Анализ геолого-геофизических условий эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1975. 179 с.
- Кадик А.А. Вода и углекислота в магматических процессах // Физико-химические проблемы гидротермальных и магматических процессов. М.: Наука, 1975. С. 5–32.
- Лобацкая Р.М. Структурная зональность разломов. М.: Недра, 1987. 128 с.
- Мельников Е.П. Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 216 с.
- Наумов Г.Б., Наумов В.Б. Влияние температуры и давления на кислотность эндогенных растворов и стадийность рудообразования // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С. 13–23.
- Нечехин В.М., Берлянд М.Г., Пучков В.Н. и др. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 108 с.
- Овчинников Л.Н. Прогноз рудных месторождений. М.: Недра, 1992. 308 с.
- Огарин И.С. Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1974. 67 с.
- Огородников В.Н. Геотектоническая позиция месторождения горного хрусталя. // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: Изд-во СГИ, 1989. С. 113–118.
- 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.
- Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А., Бабенко В.В., Савичев А.Н. Золоторудная, редкометаллическая и хрусталеносная минерализация месторождений Урала кварц-жильного типа. Екатеринбург: УрО РАН-УГГУ, 2014. 312 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерация шовных зон Урала. Ч. 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГГА, 2004. 216 с.
- Огородников В.Н., Сазонов В.Н., Поленов Ю.А. Минерация шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН; УГГГА, 2007. 187 с.
- Огородников В.Н., Слободчиков Е.А. Структурный контроль хрусталеносных кварцевых жил (на примере одного из месторождений Южного Урала) // Геология метаморфических комплексов. Екатеринбург: Изд-во СГИ, 1982. С. 72–77.
- Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М. и др. Тектоника

- Урала. М.: Наука, 1977. 265 с.
- Поспелов Г.Л.* Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18–38; № 4. С. 24–41.
- Ревякин П.С.* Земная кора эвгеосинклинальных зон Урала // Сов. геол. 1987. № 5. С. 47–60.
- Рундквист Д.В.* О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений восточного склона Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 2. С. 21–37.
- Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А.* Месторождения золота Урала. 2-е испр. и доп. изд. Екатеринбург, 2001. 622 с.
- Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.
- Старостин Б.И.* Структурно-петрофизический анализ эндогенных рудных полей. М.: Недра, 1979. 240 с.
- Уткин В.Б.* Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
- 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.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука, 1989. 153 с.
- Ярошевский В.* Тектоника разрывов и складок. М.: Недра, 1980. 321 с.