

**ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭПИТЕРМАЛЬНОГО
АСАЧИНСКОГО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Южная Камчатка)**

А.А. Боровиков, А.С. Лапухов, А.С. Борисенко, Ю.В. Сереткин

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

На Асачинском эпитегрмальном золото-серебряном месторождении (Южная Камчатка), относящемся, согласно классификации Г. Корбета, к малосульфидизированному кварц-адулярь-серичитовому типу, с помощью исследования флюидных включений изучены *T*, *P*, соленость и газовый состав рудообразующих флюидов, а также изменение этих параметров в вертикальной плоскости рудной зоны по горизонтали на интервале 2 км и по вертикали на глубину более 200 м. Установлено, что формирование минеральных ассоциаций происходило при температуре от 320 до менее 100 °С. Рудообразующие гидротермальные растворы характеризовались незначительной общей концентрацией солей (3.0—9.2 мас.% NaCl-экв.). Основным компонентом рудообразующих растворов является NaCl. Минеральные парагенезисы с высоким содержанием Au кристаллизовались при температуре 250—175 °С. При более низких температурах (80—120 °С) формировались безрудные кварц-карбонатные жилы. Безрудными являются и высокотемпературные (300—320 °С) жильные образования. Отложение богатых золотых руд происходило в обстановке кипения рудоносных флюидов и смешения их с метеорными водами.

Флюидные включения, Au-Ag месторождения, рудообразование.

**THE ASACHINSKOE EPITHERMAL Au-Ag DEPOSIT IN SOUTHERN KAMCHATKA:
PHYSICOCHEMICAL CONDITIONS OF FORMATION**

A.A. Borovikov, A.S. Lapukhov, A.S. Borisenko, and Yu.V. Seryotkin

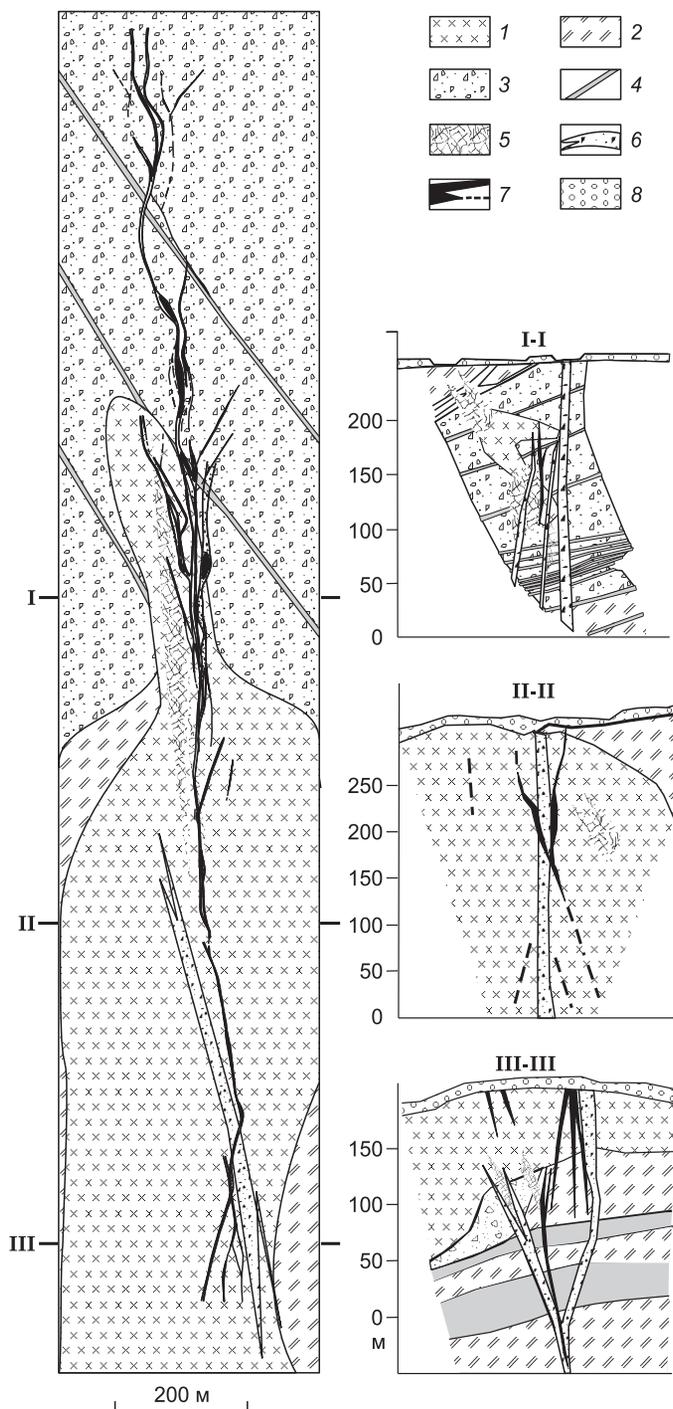
The Asachinskoe epithermal Au-Ag deposit (southern Kamchatka) is referred to as low-sulfidation quartz-adularia-sericite in Corbett's classification. Research into fluid inclusions of its minerals gave an insight into the *PT*-conditions of formation and gas composition of ore-forming fluids as well as the vertical variations in these parameters to a depth of more than 200 m within a 2 km long horizontal site of the deposit ore zone. It is shown that mineral assemblages formed at 320 to <100 °C. Ore-forming hydrothermal solutions were poor in salts (3—9.2 wt.% NaCl equiv.), with NaCl being the main component. Mineral assemblages with high contents of Au crystallized at 250—175 °C. Ore-free quartz-carbonate veins formed at 80—120 °C. High-temperature (300—320 °C) veins also lack ores. Rich gold ores were deposited in the environments where ore-bearing fluids boiled, mixing with meteoric waters.

Fluid inclusions, Au-Ag deposits, ore formation

ВВЕДЕНИЕ

Золото-серебряные эпитегрмальные месторождения (ЭПМ) являются важным и перспективным источником добычи драгоценных металлов. Высокие содержания Au и Ag, небольшие размеры рудных тел и их простая морфология, возможность применения современных «безотходных технологий» с попутным извлечением In, Cd, Se, Te, Cu, Pb, Zn и др. придают особую привлекательность ЭПМ для добычи драгоценных металлов [Беневольский, Иванов, 1999]. В пределах Камчатки Au-Ag ЭПМ локализованы в трех разновозрастных вулканических поясах (Корякско-Западно-Камчатском эоцен-олигоцене, Центрально-Камчатском олигоцен-четвертичном и Восточно-Камчатском плиоцен-четвертичном), простирающихся согласно ориентировке современной зоны субдукции [Kubota, 1994; Okrugin et al., 1994, 1995; Ханчук, Иванов, 1999; Константинов и др., 2000]. Асачинское малосульфидное эпитегрмальное Au-Ag месторождение входит в ряд наиболее разведанных золото-серебряных месторождений Камчатки, среди которых Аметистовое, Озерновское, Агинское, Родниковое, Мутновское. В настоящее время на его базе готовится к эксплуатации одноименное горно-добывающее и перерабатывающее предприятие.

Асачинское эпitherмальное золото-серебряное месторождение относится, согласно классификации Г. Корбета [Corbett, 2002], к малосульфидизированному, кварц-адуляр-серцитовому типу. Согласно устоявшейся концепции, которую разделяют и авторы данной работы, Au-Ag ЭПМ формировались при участии гидротермальных растворов низкой концентрации, являющихся продуктом смешения ювенильных и метеорных вод при 270—150 °С [Sander, Black, 1988; Berger, Henley, 1989; Izawa et al., 1990; Jannas et al., 1990; Dong et al., 1995a,b; White, Hedenquist, 1995; Ikeuchi et al., 1996; Некрасов, 1996; Hedenquist et al., 1998; Takahashi et al., 2002; Masterman et al., 2005]. Сера рудообразующих флюидов имеет мантийную природу [Lattanzi et al., 1995]. При изучении флюидного режима образования Au-Ag ЭПМ особое внимание уделяется таким факторам рудообразования, как агрегатное состояние флюидов, изменение их давления, температуры и др. Результаты таких исследований имеют важное значение для построения моделей рудообразующих систем эпitherмальных месторождений [Reed, Spycher, 1985; Drummond, Ohmoto, 1985; Hedenquist et al., 1998; Карпов и др., 2001; Борисенко и др., 2002; Heinrich et al., 2004; Пальянова, 2005; Pavlova et al., 2006]. При этом в общем виде показано, что в вулканических магматогенных флюидных системах при ретроградном кипении магмы происходит отделение магматогенных флюидов, которые в зависимости от *PT*-условий являются гомогенными надкритическими либо гетерофазными, представленными концентрированным раствором и газовой фазой [Борисенко и др., 2006]. С конденсацией надкритических флюидов при снижении температуры связано формирование рудообразующих растворов Au-Ag месторождений. Гетерофазные флюиды характерны для Cu-Mo(Au)-порфировых месторождений [Реддер, 1987; Bodnar, 1995; Ulrich et al., 1999; Heinrich et al., 1999]. Главными факторами рудоотложения на эпitherмальных Au-Ag месторождениях являются вскипание гидротермальных растворов и смешение их с поровыми метеорными водами. В этом плане весьма важно всестороннее изучение условий формирования Au-Ag оруденения, в том числе и методами термобарогеохимии, на примере хорошо изученных и глубоко вскрытых горными выработками месторождений.



ных системах при ретроградном кипении магмы происходит отделение магматогенных флюидов, которые в зависимости от *PT*-условий являются гомогенными надкритическими либо гетерофазными, представленными концентрированным раствором и газовой фазой [Борисенко и др., 2006]. С конденсацией надкритических флюидов при снижении температуры связано формирование рудообразующих растворов Au-Ag месторождений. Гетерофазные флюиды характерны для Cu-Mo(Au)-порфировых месторождений [Реддер, 1987; Bodnar, 1995; Ulrich et al., 1999; Heinrich et al., 1999]. Главными факторами рудоотложения на эпitherмальных Au-Ag месторождениях являются вскипание гидротермальных растворов и смешение их с поровыми метеорными водами. В этом плане весьма важно всестороннее изучение условий формирования Au-Ag оруденения, в том числе и методами термобарогеохимии, на примере хорошо изученных и глубоко вскрытых горными выработками месторождений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Специфика геологического строения Асачинского месторождения определяется тем, что Асачинский палеовулкан был лишен конуса и формировал мааровую воронку с характерным для нее кратерным озером. Об этом свидетельствуют проявления на нескольких горизонтах (в интервале от +75 до +120 м) тонкополосчатых алевропелитовых пере-

Рис. 1. Вертикальные геологические разрезы (I—I, II—II, III—III) Асачинского месторождения и схематический геологический план горизонта 150 м.

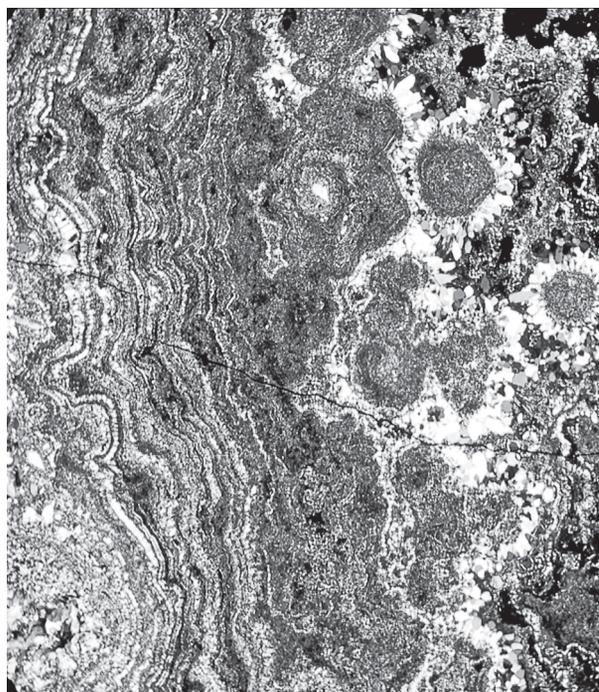
1 — дациты и риолиты, 2 — андезиты, 3 — агломеративные туфы, 4 — прослои андезитобазальтов, 5 — зоны штокверковой минерализации, 6 — зоны дробления и милонитизации, 7 — кварцевые жилы, 8 — современные ледниковые отложения. На плане горизонта 150 м I—I, II—II, III—III — положение линий разрезов.

Рис. 2. Тонкое чередование мелкозернистого гребенчатого, колломорфного и кокардового структурных типов кварц-микроклинового жильного материала.

Увел. 30, с анализатором.

тых туффов. Эти образования установлены на северном фланге в пределах узкой субмеридиональной полосы шириной до 300 м, в центральных частях месторождения они полностью вытесняются дацитами и риолитами, а на юге расширяются до 1 км по латерали. От этих мааровых воронок сравнительно недалеко распространяются агломератовые туфы, состоящие из разнородного обломочного материала округлой формы с каемками закалывания, признаками оплавления и движения в пластическом состоянии. Подобные пирокластические потоки агломератовых туфов отмечаются в пределах Родникового и Вилючинского месторождений и ранее описаны Б.И. Пийпом на Авачинском вулкане, Е.Ф. Малеевым на вулканах Карымская Сопка, Жупановская Сопка и Шивелуч [Пийп, 1946; Малеев, 1977]. Развитие в пределах Асачинского месторождения породы бимодального комплекса типичны преимущественно для алнейской серии дочетвертичного вулканического пояса Камчатки и характеризуются фациальным чередованием в разрезах лав разного состава (базальтов, андезитов, дацитов, риолитов и их туфов) или преобладанием в отдельных районах лав одного состава. С заключительными фазами алнейского магматизма связано внедрение приповерхностных интрузий и даек диоритовых, андезитовых порфириров и гранодиорит-порфириров, объединяемых в гранодиорит-порфировую интрузивную формацию.

Южный фланг месторождения эродирован незначительно, здесь происходит выклинивание рудной зоны в пределах надкупольной туфогенной толщи. Центральная часть месторождения залегает в пределах близповерхностной интрузии дацитов и риолитов. Северный фланг глубоко денудирован и перекрыт современными ледниковыми отложениями. Главная зона жильной минерализации Асачинского месторождения имеет ветвистое строение, контролируется крутопадающим разломом субмеридионального простирания и сопровождается апофизами северо-восточного и северо-западного простирания (рис. 1). Признаки брекчирования жильного материала свидетельствуют о тектонической активности рудоконтролирующей структуры в процессе рудоотложения и в пострудный период. Подновленные крутопадающие тектонические нарушения частично повторяют контуры жильных тел или развиваются в непосредственной близости от них. В пределах эндоконтакта купольной интрузии и экранирующей туфогенной толщи зона жильной минерализации по восстанию и простиранию веерообразно расщепляется на маломощные жилы и прожилки, а в приподошвенных частях купольной интрузии переходит в зоны штокверковой минерализации. Латеральная и вертикальная структурная изменчивость жильной зоны и сопутствующих рудных тел многими геологами связывалась с морфологией рудоконтролирующих трещинных структур [Петренко, 1999]. На макро- и микроуровнях для жильных тел характерно полосчатое строение, обусловленное чередованием полос тонкокристаллического кварц-ортоклазового или ортоклаз-кварцевого агрегата (размер зерен менее 0.01 мм), содержащего дисперсную вкрапленность рудных минералов, с полосами, состоящими из крупнокристаллических друзовидных агрегатов кварца (рис. 2). В центральных частях месторождения распространены ортоклазовые метасоматиты (мощность свыше 200 м), в пределах которых выделяются внутренняя зона сферолитовых ортоклазитов, ореольная зона почти сплошных микроглобулярных образований и внешняя — жил и штокверков. На северном и южном флангах месторождения развиваются зоны аргиллизации, ведущими минеральными ассоциациями которых являются диоктаэдрическая слюда (мусковитового типа), адуляр и альбит. На всем протяжении изученных глубин золотоносные жильные тела Асачинского месторождения располагаются в пределах ореольной зоны повышенных содержаний Hg шириной до 50—60 м. Эпицентры максимальных значений содержания Hg (до $620 \cdot 10^{-7} \%$) удалены от отдельных жил на 10—15 м и совпадают с участками интенсивной адуляризации риолитов, в пределах которых появляются их микросферолитовые разности. Менее выраженные локальные Hg-аномалии сопровождают зоны аргиллизации. Для тектонических зон дробления, расположенных на значительном удалении от золотоносных жильных тел, повышенные содержания Hg нехарактерны.



МИНЕРАЛОГИЯ РУД АСАЧИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Рудные тела месторождения сложены кварцем, калиевым полевым шпатом и относятся к мало-сульфидизированному типу [Лапухов и др., 2005, 2007а—в]. По данным микрозондовых исследований, калиевые полевые шпаты жильных тел и прожилков весьма стабильны и представлены разностями с преобладающей ортоклазовой и подчиненной альбитовой молекулой. В резко подчиненном количестве ($n \times 10$ мас.%) присутствуют анортитовая и целзиановая составляющие. Нижние зоны золотоносных рудных тел сложены минеральными ассоциациями с максимальным микроклином. Выше по разрезу среди минеральных ассоциаций появляются промежуточные микроклины, еще выше — структурно упорядоченные ортоклазы и, наконец, разупорядоченные ортоклазы самых верхних зон, приближающиеся к санидинам [Thompson, 1969; Лапухов и др., 2007а]. Калиевые полевые шпаты жильных тел, распространенные в зоне богатого золото-серебряного оруденения верхнего этажа, с глубиной постепенно сменяются минеральными ассоциациями с переменными соотношениями пренита, смектита и эпидота. Как показали данные абсолютных датировок $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом, микроклиновые разности калиевых полевых шпатов имеют самый молодой возраст (1.0—1.1 млн лет), в отличие от ортоклазовых зон (3.0—3.5 млн лет), и, возможно, являются продуктом перекристаллизации более ранних метасоматитов [Лапухов и др., 2007б]. Во внешних зонах появляется жильная цеолитовая минерализация (стеллерит, ломонтит). Эти минералы встречаются не только в жеодах эффузивных пород, на поверхности пустот и трещин в виде мелких прожилков, но и становятся главными минералами жильных тел кварц-стеллеритового состава с промышленной золото-серебряной минерализацией [Лапухов и др., 2007в].

По составу рудных ассоциаций Асачинское месторождение относится к золото-науманит-селенполибазитовому типу с содержанием сульфидов меньше 1 %. Согласно опубликованным данным [Некрасов, 1996] и исследованиям авторов, распространенными первичными рудными минералами Асачинского месторождения являются пирит, марказит, пирротин, сфалерит, халькопирит, полибазит, науманит, тетраэдрит, фрейбергит, теннантит, агвиларит, аргентит, кераргирит, гессит, пираргирит, висмутин, тетрадимит, электрум и самородное золото (пробность от 225 до 881 ‰, в среднем — 593 ‰). Среди редких минералов обнаружены: самородный мышьяк, самородное серебро, арсенопирит, галенит и киноварь. Окисленные руды содержат гетит, ярозит каолинит, гидрослюда, золото, оксигидрат Fe, Ag, Au, теллулаты Cu, Pb.

По типоморфным признакам минералов серебра и золота, установленных с помощью электронного сканирующего микроскопа, на Асачинском месторождении можно выделить три зоны: 1) верхнюю —

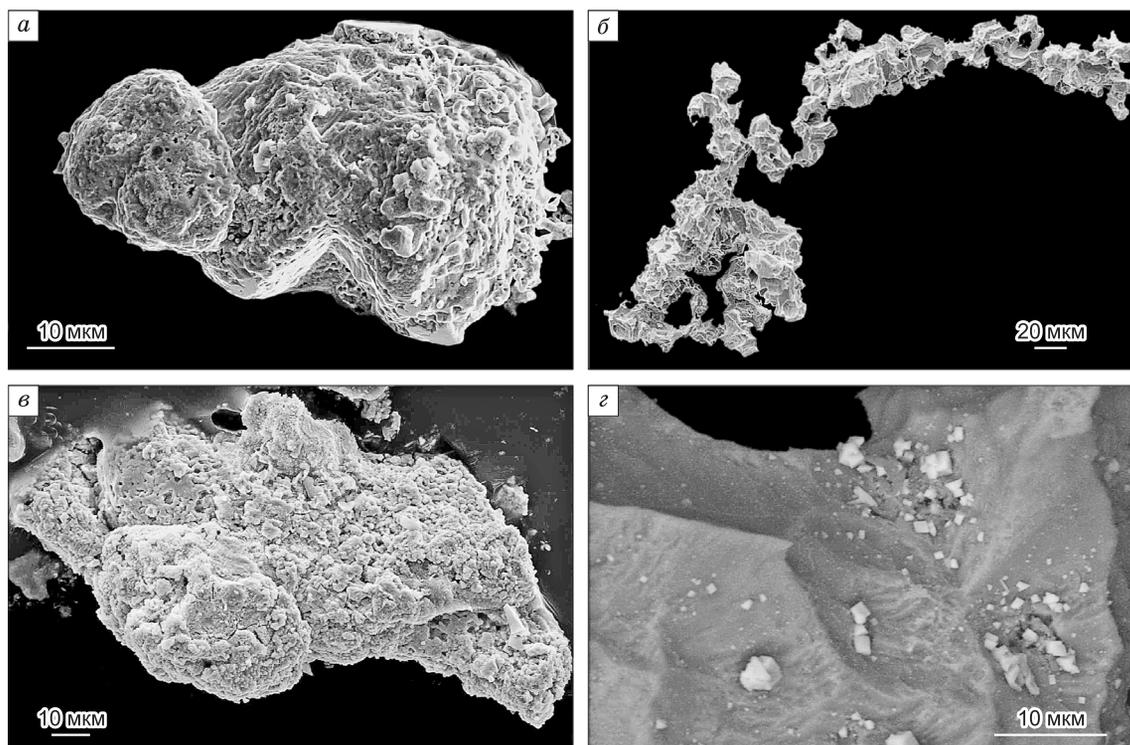


Рис. 3. Морфология золота и рудных минералов Асачинского месторождения (сканирующий электронный микроскоп):

a — типичное комковатое зерно самородного золота с ячеистой, губчатой структурой; *б* — зерно самородного золота скелетной формы; *в* — зерно аргентита (Ag_2S) губчатой формы (подшоша интрузии дацитов); *г* — включения кераргирита в халькопирите.

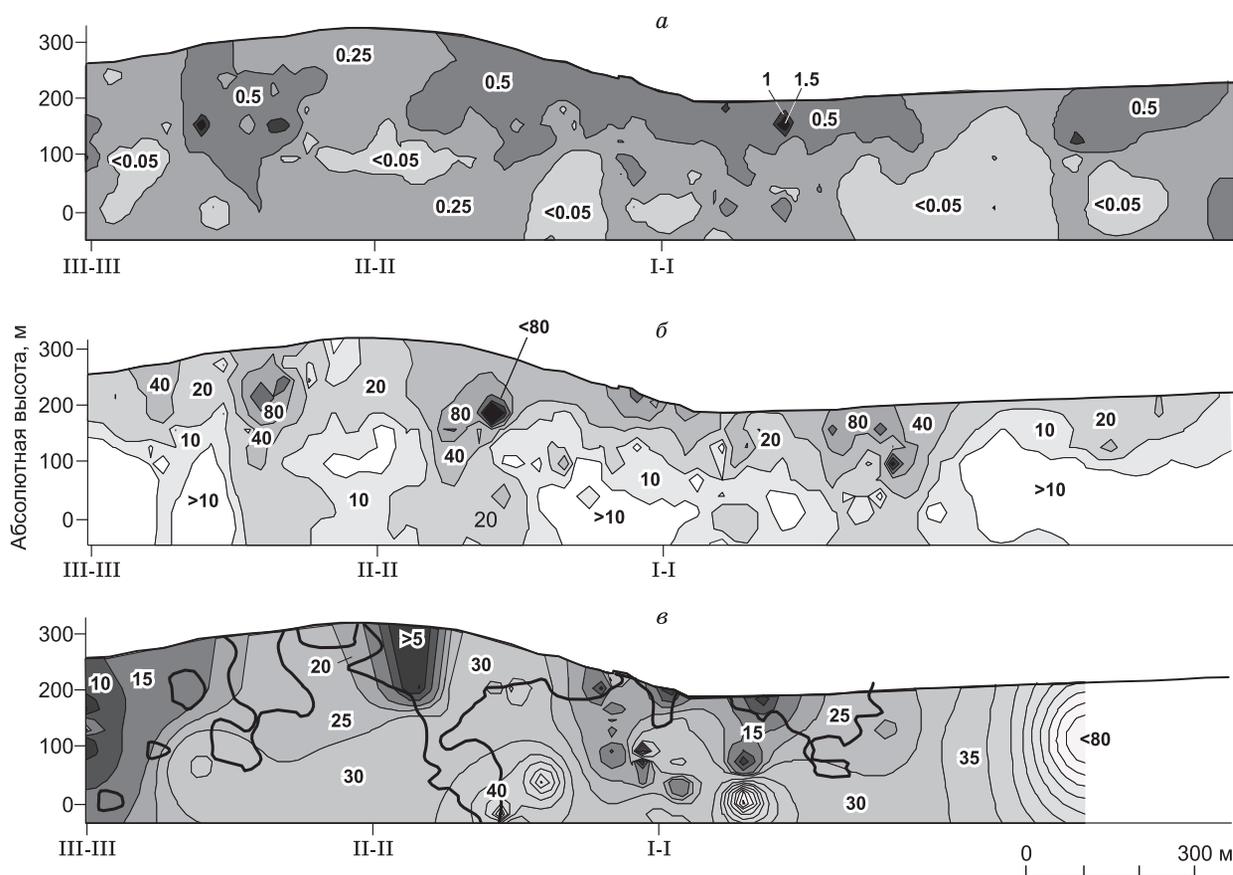


Рис. 4. Проекция на вертикальную плоскость рудной зоны Асачинского месторождения:

a — отношений Au/Ag в рудах; *b* — произведений содержания Au в рудах на мощность рудной зоны (в усл. ед.); *v* — отношений H_2O/CO_2 в кварце рудных жил по данным газовой хроматографии. Сплошной линией показан контур распространения Au-Ag руд с содержанием золота больше 2 г/т. I—I, II—II, III—III — положение разрезов.

приповерхностную, до горизонта +150 м; 2) промежуточную — от +150 до +50 м; 3) нижнюю — глубже +50 м. Самородное золото в пределах верхней зоны представлено довольно крупными частицами размером свыше 50 мкм, имеющими комковатую, коллоидную или губчатую формы с редкими включениями гессита и других серебросодержащих минералов. Реже встречаются зерна самородного золота кристаллической и скелетной формы (рис. 3, *a, б*). В прожилковых ореолах жильной минерализации в мелких прожилках в дацитах обнаружены аналогичные морфологические типы зерен самородного золота той же размерности. Здесь отмечается широкое развитие тонких включений минералов серебра в пирротине, пирите и халькопирите и нарастание их мелких кристалликов на поверхности кристаллов сульфидов. В промежуточной зоне сохраняются те же морфологические типы зерен золота, но преобладают частицы размером от долей до первых микрометров, и возрастает доля минералов серебра. В образцах, отобранных на глубоких горизонтах и флангах Асачинского месторождения, в том числе в зоне экзоконтакта приподошвенной части дацитов, мелкие зерна самородного золота находятся в виде тонких включений в гессите и аргентите. Для минералов серебра, формирующихся в пределах этой зоны, характерны метакolloидные, колломорфные губчатые структуры зерен (см. рис. 3, *в*). Типичны случаи отложения микрочастиц кераргирита размером от долей до первых микрометров на поверхности зерен и в кавернах халькопирита (см. рис. 3, *з*). В целом на месторождении сверху вниз наблюдается увеличение доли серебряных минералов, что выражается в уменьшении отношения Au/Ag от 2.25 до 0.005 и снижении абсолютных содержаний золота в рудах (рис. 4, *a, б*).

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Флюидные включения в минералах исследовались как традиционными методами термометрии и криометрии [Борисенко, 1977, 1982; Roedder, 1984], так и современными инструментальными методами (КР-спектроскопия, LA-ICP-MS, газовая хроматография). Для определения температур гомогенизации, температур плавления эвтектики и льда растворов флюидных включений использовалась микротермока-

мера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерений $-196...+600$ °С. Концентрация рудообразующих и петрогенных элементов в растворах включений определялась методом LA ICP-MS (масс-спектрометр ELEMENT-2 фирмы FINNIGAN MAT, Германия). Изучение состава газовой фазы включений выполнено на одноканальном КР-спектрометре Ramanog U-1000 фирмы Jobin Yvon с использованием аргонового лазера мощностью 3 Вт. Валовой состав газовой фазы включений (мг/кг) установлен газохроматографическим методом на хроматографе ЛХМ-80 при температурах вскрытия 550 °С [Осоргин, 1990]. Все микроаналитические исследования минералов и флюидных включений выполнены в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Для определения солевого состава и концентрации растворов флюидных включений использовались диаграммы двух- и трехкомпонентных водно-солевых систем, а также программные пакеты FLINCOR и ISOHOR [Борисенко, 1977, 1982; Roedder, 1984; Brown, 1989; Bakker, 2001].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ

Традиционными термобарогеохимическими методами исследования индивидуальных газожидких включений в образцах кварц-калишпатовых жил Асачинского месторождения были изучены существенно газовые, одно- и двухфазные водно-солевые включения, трассирующие зоны роста отдельных кристаллов кварца (рис. 5). Размер флюидных включений обычно колеблется от 5 до 20 мкм. Кристаллический кварц нарастает на метаколлоидные агрегаты кварц-полевошпатового состава либо образует в них тонкие прожилки и гнезда (рис. 6). Особенностью изученных образцов является преобладание в них первичных включений, располагающихся по зонам роста отдельных кристаллов кварца, среди которых изредка встречаются крупные первичные двухфазные флюидные включения, достигающие размера 100—200 мкм. Псевдоторичные и вторичные включения, связанные с микротрещинами, распространены менее широко. Первичные включения, трассирующие зоны роста кристаллов кварца, часто имеют сложную, неправильную форму, вытянутую форму вакуолей и обильно насыщают зоны роста кристаллов. Центральные участки кристаллов кварца обычно прозрачны и содержат газовые, водно-солевые двухфазные

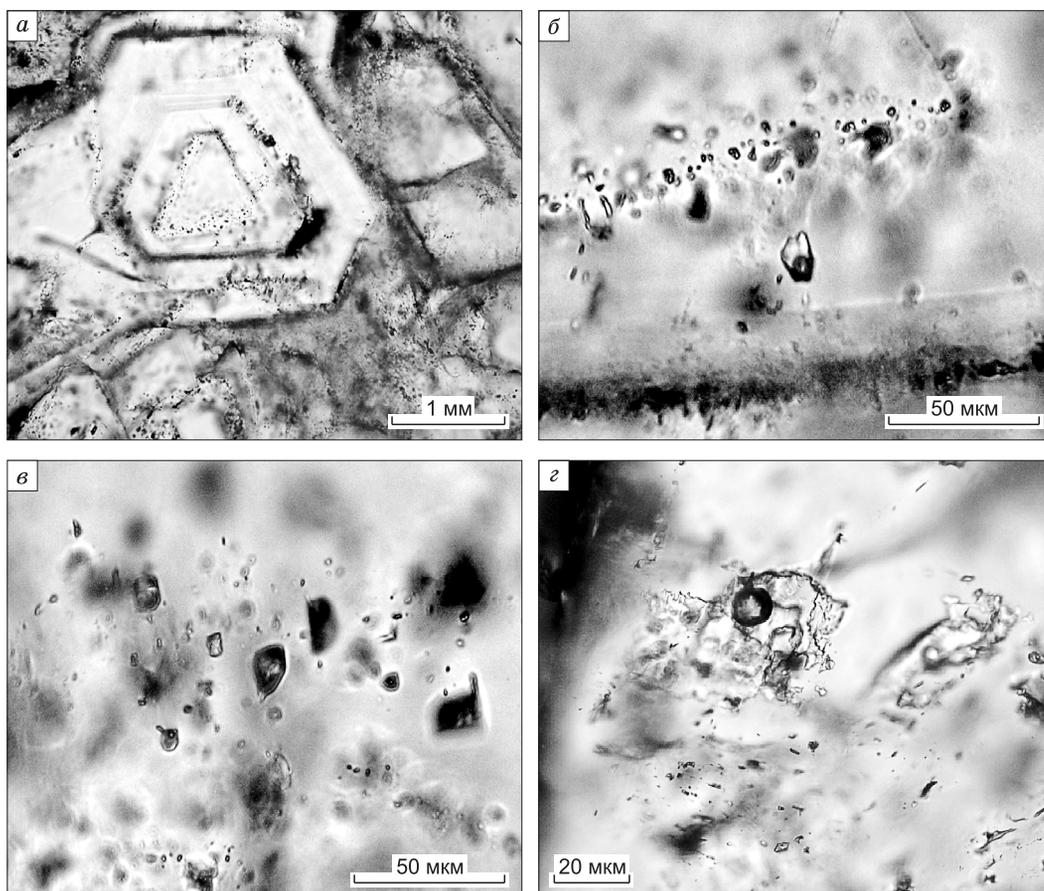


Рис. 5. Первичные флюидные включения в кварце рудных жил Асачинского месторождения:

a — зональное расположение включений в кварце; *б* — фрагмент зоны роста кристалла кварца; *в* — газовые включения; *г* — крупные (более 50 мкм) двухфазные включения в зоне роста.

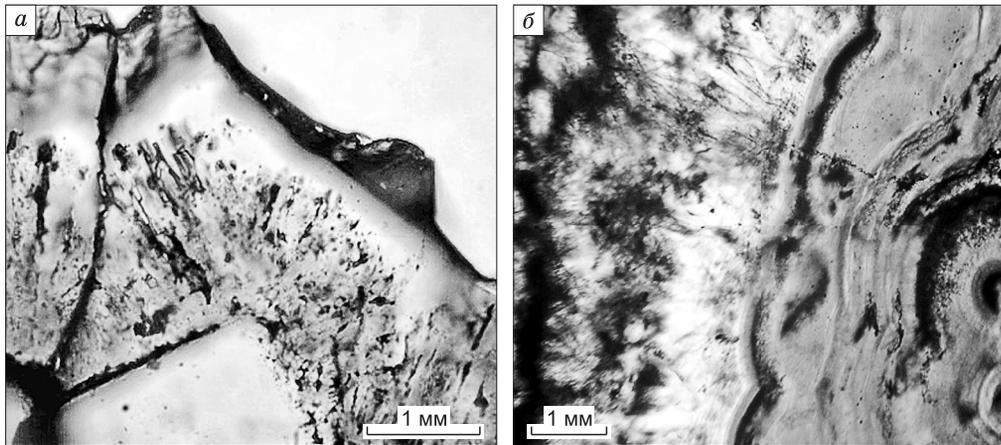


Рис. 6. Зональный кристаллический кварц (а), нарастающий на колломорфный кварц-микроклиновый агрегат (б).

первичные и псевдвторичные включения. Часть первичных включений в одних и тех же зонах роста кристаллов кварца определенно переполнена газовой фазой, о чем свидетельствует вариация температур гомогенизации первичных включений в одной и той же зоне роста. Это может объясняться комбинированным захватом газовой и водно-солевой фаз гетерофазного флюида и свидетельствует о протекавших процессах кипения и дегазации.

Общий интервал температур гомогенизации двухфазных включений составляет от 320 до 95 °С (таблица). По мере роста изученных кристаллов кварца наблюдается изменение температур минералообразования от 320—170 °С в их центральных частях, до 160—80 °С в периферических зонах роста. Изменение температуры гомогенизации включений по вертикали рудной зоны имеет сложный характер (рис. 7, а). Такое поведение температур гомогенизации первичных флюидных включений может объясняться следующими причинами — во-первых, избытком газовой фазы во включениях в результате ксеногенного захвата парагазовой фазы кипящего флюида (признаки такого захвата приведены выше); во-вторых, одновременной кристаллизацией на разной глубине агрегатов гребенчатого кварца из остывающих гидротермальных растворов, что более чем вероятно при ритмичном характере отложения минеральных агрегатов в жилах месторождения. От северного к южному флангу месторождения температура гомогенизации включений понижается. На южном фланге температура гомогенизации включений возрастает с глубиной от 100 до 215 °С.

Криометрические исследования показали, что первое заметное плавление льда замороженного раствора включений происходит при температурах $-56...-10$ °С, что близко к температурам плавления эвтектик водно-солевых систем, содержащих NaCl, KCl, CaCl₂, MgCl₂, FeCl₃ и FeCl₂ [Борисенко, 1982; Боровиков и др., 2002]. Плавление льда растворов включений находится в интервале температур от -6 до -0.1 °С, общая концентрация солей варьирует от 9.2 до 0.2 мас.% NaCl-экв. (см. таблицу). На южном фланге месторождения в кварце, находящемся в ассоциации с адуляром, в растворах двухфазных включений при охлаждении образуется твердая фаза, плавящаяся при +20 °С и характеризующаяся высоким коэффициентом растворимости, которая является, вероятно, сульфатом Na [Борисенко, 1982]. Анализ методом LA-ICP-MS нескольких самых крупных первичных двухфазных включений в образцах из зоны рудоотложения установил присутствие в их составе Na — 1.2 мас.%, Fe — 300 г/т, Cu до 90 ± 70 , Mo до 100 ± 60 , Ag до 7 ± 5 , Sb до 90 ± 50 и Hg 7 ± 5 г/т (Ca и Mg не определялись). В целом общая концентрация солей в растворах флюидных включений повышается в направлении южного фланга месторождения (см. рис. 7, б).

Существенно кварцевые минеральные ассоциации с низким содержанием золота формировались при температурах 320—140 °С из гидротермальных растворов, концентрация которых колебалась от 6.5 до 0.2 мас.% NaCl-экв. Образование кварц-микроклин-ортоклазовых минеральных ассоциаций, обогащенных золотом, происходило при участии гидротермальных растворов с концентрацией солей 9.2—3.3 мас.% NaCl-экв. при температурах 230—135 °С. Безрудные кварц-карбонатные жилы формировались при температурах 80—120 °С из растворов с аналогичным солевым составом.

Несмотря на явление захвата во включения разных фаз гетерофазного флюида при его кипении, данные крио- и термометрии позволяют произвести оценку минимального давления среды минералообразования, используя для этого включения с наименьшими температурами гомогенизации (275—80 °С). Переполнение газовой фазой таких включений при ксеногенном захвате минимально, поэтому температуры их гомогенизации наиболее близки к температурам минералообразования. Давление, определенное

**Результаты термо- и криометрических исследований флюидных включений
в жильном кварце Асачинского месторождения**

Номер образца	Температура гомогенизации, °С	Температура плавления эвтектики, °С	Температура плавления льда, °С	Общая концентрация, мас.% NaCl-эquiv.	Минимальное давление* флюида, бар
215	225—215	He опр.	-1	1.7	22
227	230—100	-46	-2...-1	3.3—1.7	24
228	145—140	He опр.	-3	4.9	5
240	230—225	»	-1	2.6	24
245	200—95	-43...-42	-2	3.3	13
254	230—225	-44...-42	-1.6	2.6	24
476	235—225	-42...-40	-5...-4	7.8—6.4	27
150654	300—225	-44...-42	-2.5	4.1	82—22
150562	300—245	-44...-42	-1.5	2.5	82—22
150567	250—205	-42...-40	-2	3.3	36—14
150570	215—135	-43...-36	-2...-1.4	3.3	18—4
150571	180—150	-22...-20	-3.8...-3.4	6.1	8
150574	185—175	-42...-41	-2	3.3	9
150585	240—125	-42...-40	-2	3.3	29—5
150587	190—150	-46...-44	-2.2	3.6	10—5
150588	275—260	He опр.	-4...-3	6.4—4.9	55
150591	245—113	-38...-36	-1.4...-1.2	2.3	32
150592	225—220	-36...-32	-4...-3	6.4—4.9	22
150595	320—115	-44...-42	-1.8	3	108—5
150599	220—140	He опр.	-5...-3	7.8—4.9	20—5
150600	215—195	»	-2...-1.5	3.3—2.5	18
5103	275—260	-56...-54	-1	1.6	55
5126	230—225	—	—	—	—
5037	195—185	-50...-42	-6...-5	9.2—7.8	11
5088	195—160	-21	-2...-1.8	3.3—1.7	11
5068	200—190	He опр.	-1.5...-1	1.5	13—10
5096	275—240	-50...-40	-2.4...-2	3.9—3.2	55
5086	280—220	-21	-0.9	1.5	60—20
5093	230—200	-42...-41	-1.2...-0.9	2—1.5	60—20
5097	185—170	-50	-2	3.3	11
5094	140—100	-10	0.1	0.2	5
5104	240—235	-22...-21	-3...-2	4.9—3.3	29
5095	210—200	-22...-21	-2	3.3	16
5146	195—190	-44...-42	-2	3.3	11
5145	210—205	-42...-40	-2.4...-2	3.9—3.3	16

* Величина давления рассчитывалась с помощью программных пакетов FLINCOR и ISOHOR [Brown, 1989; Bakker, 2001].

с учетом этих обстоятельств, варьирует от 60 до 5 бар при среднем значении 20 бар (см. таблицу, рис. 7, в).

При глубоком охлаждении (до $-197\text{ }^{\circ}\text{C}$) в газовых и водно-солевых включениях не наблюдается конденсации газовой фазы в виде кристаллической CO_2 или жидкого CH_4 . КР-спектроскопическое исследование газовой фазы в составе включений также не выявило присутствия газов в концентрации выше предела чувствительности прибора.

Методом газовой хроматографии в кварце изученных образцов рудных жил Асачинского месторождения установлено присутствие H_2O , CO_2 , H_2 , CO и CH_4 , общее содержание которых составляет от 0.01 до 0.09 % от массы навески кварца. В составе летучих компонентов преобладают вода (86.0—97.5 мас.%) и углекислота (1.9—12.0 мас.%). Доля H_2 , CO и CH_4 в среднем составляет соответственно 0.30, 0.56 и 0.22 мас.%. Азот был выявлен в двух пробах из 55 проанализированных образцов. Отноше-

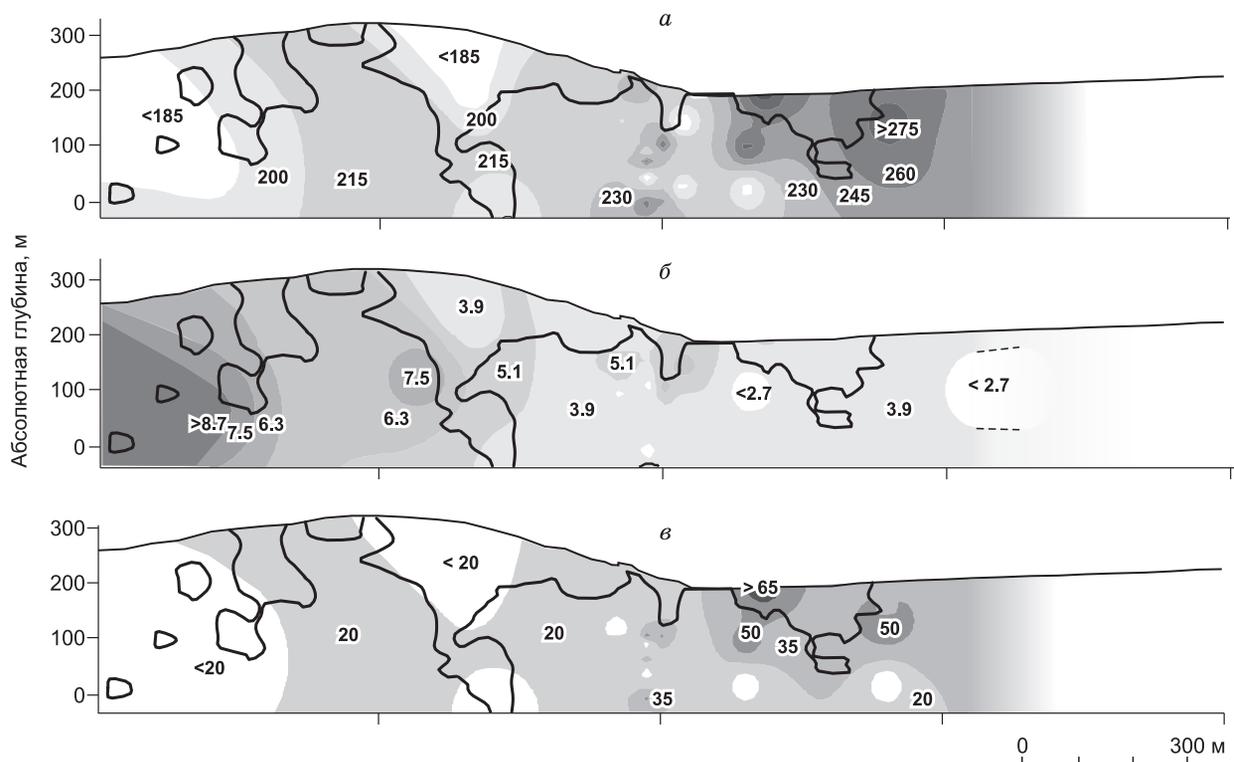


Рис. 7. Проекция на вертикальную плоскость рудной зоны Асачинского месторождения:

а — температуры гомогенизации флюидных включений в кварце рудных жил (°С); *б* — значений общей концентрации солей растворов флюидных включений (мас.% экв. NaCl); *в* — значений давления флюида по данным термометрии включений (бар).

ние H_2O/CO_2 в кварце из рудных жил Асачинского месторождения колеблется от 5 до 83, уменьшаясь от нижних горизонтов месторождения по направлению к поверхности (рис. 8). Образцы кварца, отличающиеся низкой величиной этих отношений, возможно, содержат флюидные включения с высоким относительным содержанием газовой фазы либо характеризуются присутствием большого количества преимущественно газовых включений. Вариации фазового наполнения флюидных включений прямо связаны с агрегатным состоянием гидротермального флюида во время их захвата.

Несмотря на обнаружение методом газовой хроматографии небольших количеств метана и других восстановленных газов в составе летучих, содержащихся в кварце, окислительно-восстановительный потенциал рудообразующих флюидов Асачинского месторождения, по-видимому, был достаточно высоким и не соответствовал состоянию системы, в состав которой входят свободные CH_4 , CO и H_2 [Осоргин, Томиленко, 1994].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты термобарогеохимических исследований флюидных включений и данные опробования показывают, что отношение H_2O/CO_2 в кварце рудных жил по направлению к верхним горизонтам уменьшается, в том же направлении возрастает отношение Au/Ag в рудах месторождения и абсолютное содержание в них золота (см. рис. 8). Локализация богатых золотых руд тяготеет к верхним уровням зоны рудоотложения, отличающимся самыми низкими отношениями H_2O/CO_2 (от 5 до 30) в жильном кварце. Эти области предположительно фиксируют участки интенсивного кипения и дегазации рудооб-

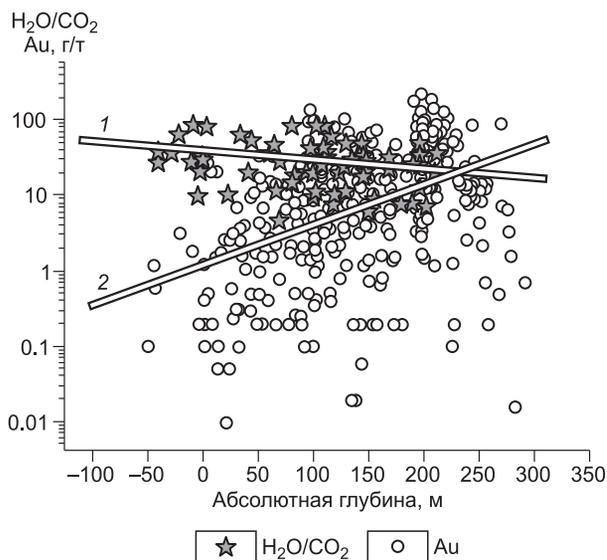


Рис. 8. Тренды значений H_2O/CO_2 (1) в кварце рудных жил и содержания золота в рудах (2) в зависимости от абсолютной глубины.

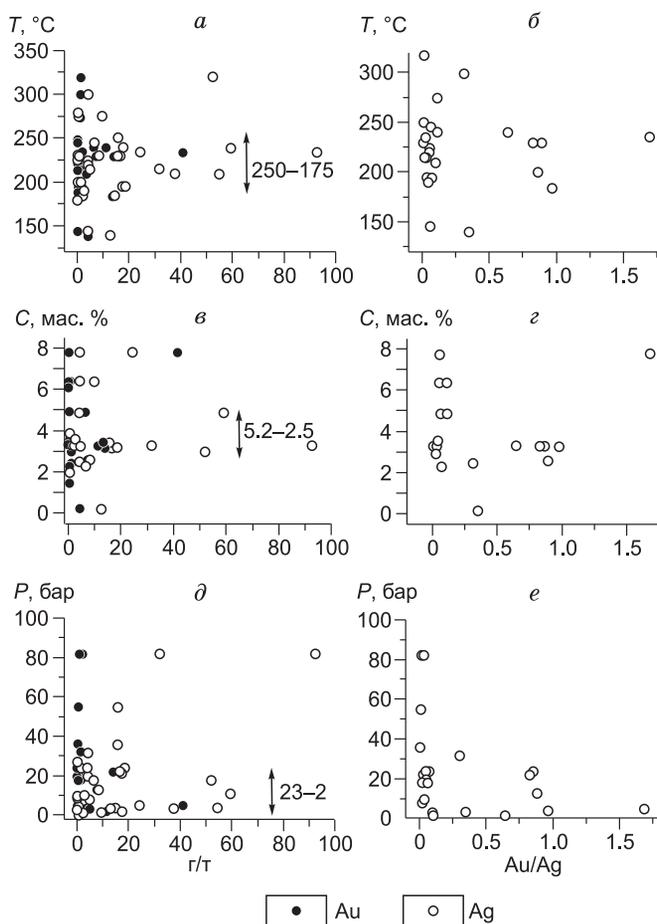


Рис. 9. Распределения содержаний Au и Ag и отношений Au/Ag в рудах в зависимости от температур гомогенизации (а, б), общей концентрации растворов включений (в, з) и давлений флюидных включений минералообразования (д, е).

Стрелками показаны интервалы параметров формирования наиболее богатых Au руд.

разующих растворов (см. рис. 4, в). Напротив, руды с отношением Au/Ag меньше 0.05 локализируются преимущественно на нижних уровнях месторождения, где значения H_2O/CO_2 в жильном кварце колеблются от 30 до 83. Распределение значений температур гомогенизации флюидных включений, общей концентрации их растворов и рассчитанного давления минералообразования в плоскости рудной зоны имеет сложный характер. Интенсивность этих параметров снижается с севера на юг (см. рис. 7). Сложная картина распределения значений T , P и общей концентрации гидротермальных растворов в плоскости рудной зоны связана с вероятным влиянием таких факторов, как локальное кипение гидротермальных растворов эндогенного происхождения и их смешение с холодными метеорными водами. При этом необходимо учитывать, что определенная фрагментарность полученных данных, несомненно, усложняет их интерпретацию.

Формирование самых богатых руд ($Au > 40$, $Ag > 90$ г/т), характеризующихся отношением Au/Ag свыше 0.5, происходило из гидротермальных растворов в интервале температур 250—175 °C с концентрацией солей от 5.2 до 2.5 мас.% NaCl-экв. (рис. 9, а—з) при давлении от 30 до 2 бар (см. рис. 9, д, е). Сопоставимый температурный интервал отложения золотой минерализации с содержаниями золота свыше 3 г/т установлен для генетически однотипного месторождения Кушикино (250—210 °C) и Хисикари (260—160 °C) [Izawa et al., 1981; Urashima, Izawa, 1990]. Близкое распределение температур гомогенизации установлено и для генетически однотипного Au-Ag Родникового месторождения (Южная Камчатка), отличающегося более интенсивной сульфидной минерализацией [Takahashi et al., 2001].

Таким образом, приуроченность богатого Au-Ag оруденения к довольно узкому интервалу PT -условий свидетельствует о том, что температурный геохимический барьер являлся одним из ведущих рудообразующих факторов, связанных со смешением эндогенных флюидов с поверхностными водами. При этом важную роль в процессе рудообразования играло гетерофазное состояние флюида, связанное с процессами кипения и дегазации гидротермального флюида.

ВЫВОДЫ

В плоскости жильной зоны месторождения установлено сложное изменение температур гомогенизации двухфазных флюидных включений, которое может объясняться явлениями ксеногенного захвата газовой фазы кипящего флюида и переполнением их газовой фазой, а также одновременностью кристаллизации агрегатов гребенчатого кварца из остывающих гидротермальных растворов.

Формирование минеральных ассоциаций Асачинского месторождения могло происходить при температурах от 275 до 80 °C. Гидротермальные растворы имели низкую или умеренную общую концентрацию солей (9.2—0.2 мас.% NaCl-экв.). Давление рудообразующих флюидов составляло от 60 до 2 бар. Температура и давление гидротермальных флюидов имеют тенденцию к понижению от северного к южному флангам месторождения, наряду с возрастанием их концентрации. На северном фланге месторождения температура возрастает с глубиной от 215 до 320 °C, а на южном — от 100 до 215 °C, наряду с аналогичной направленностью изменения давления.

Минеральные парагенезисы с высоким содержанием Au и Ag кристаллизовались в пределах довольно узкого температурного интервала от 250 до 175 °C при давлении ниже 20 бар и общей concentra-

ции солей от 5.2 до 2.5 мас. % NaCl-экв. Руды с более низкими содержаниями Au и Ag формировались при повышенных температурах и давлениях (300—320 °С, 30—90 бар). Поздние безрудные кварц-карбонатные жилы и ореолы цеолитизированных пород формировались при пониженных температурах (80—120 °С) на регрессивной стадии развития рудообразующей системы.

Основным солевым компонентом рудообразующих растворов являлся NaCl. На периферии месторождения гидротермальные растворы, вероятно, могли содержать сульфат Na, о чем свидетельствуют данные криометрических исследований. В составе гидротермальных растворов установлено повышенное содержание Cu, Mo, Ag, Sb и Hg.

Важную роль при отложении основной массы Au-Ag руд месторождения играли кипение и дегазация рудоносных флюидов, что предполагается для многих вулканогенных гидротермальных месторождений, в частности, на эпитермальном Au-Ag месторождении Хисикари (Япония) [Faure et al, 2002].

Авторы выражают искреннюю благодарность профессору В.Н. Шарапову и Л.Д. Зориной за важные замечания и конструктивную критику и замечания, высказанные при подготовке рукописи к печати.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 08-05-00915, 06-05-64789, 07-05-00803 и гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

ЛИТЕРАТУРА

Беневольский Б.И., Иванов В.И. Минерально-сырьевая база России на рубеже XXI века // Минеральные ресурсы России, 1999, т. 1, с. 9—16.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика, 1977, (8), с. 16—27.

Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1982, с. 37—47.

Борисенко А.С., Наумов Е.А., Задорожный М.В., Бабич В.В., Гущина Л.В. Рудообразующие системы золото-рудных месторождений // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков. (Материалы Всероссийской научной конференции, посвященной 10-летию Российского фонда фундаментальных исследований, Иркутск, 1—4 окт., 2001). Иркутск, Ин-т земной коры СО РАН, 2002, с. 179—180.

Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М., Павлова Г.Г. Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1308—1325.

Боровиков А.А., Гущина Л.В., Борисенко А.С. Определение хлоридов железа (II, III) и цинка в растворах флюидных включений при криометрических исследованиях // Геохимия, 2002, № 1, с. 70—79.

Карпов И.К., Чудненко К.В., Кравцова Р.Г., Бычинский В.А. Имитационное моделирование физико-химических процессов растворения, переноса и отложения золота в эпитермальных золото-серебряных месторождениях северо-востока России // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (3), с. 393—408.

Константинов М.М., Варгунина Н.П., Косовец Т.Н., Стружков С.Ф., Сынгаевский Е.Д., Шишаква Л.Н. Золото-серебряные месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М., ЦНИГРИ, 2000, 239 с.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Черепанов А.В. Ртутные аномалии на эпитермальном золото-серебряном Асачинском месторождении (Ю. Камчатка) // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд (Материалы научной конференции, Иркутск, 3—7 октября 2005 г.). Иркутск, Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005, т. 1, с. 144—147.

Лапухов А.С., Поспелова Л.Н., Сереткин Ю.В. Калиевые полевые шпаты и цеолиты — индикаторы жильных рудообразующих систем асачинского типа (Ю. Камчатка) // Геохимия и рудообразование радиоактивных, благородных и редких металлов в эндогенных и экзогенных процессах (Материалы Всероссийской конференции, посвященной 50-летию СО РАН и 80-летию Ф.П. Кренделева, 16—18 апреля 2007 г., Улан-Удэ). Улан-Удэ, ч. 2, 2007а, с. 47—50.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитермальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) // Докл. РАН, 2007б, т. 412, № 6, с. 794—798.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П., Травин А.В. Возраст эпитермального золото-серебряного оруденения Асачинского месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода // Вулканология и сейсмология, 2007в, № 5, с. 54—59.

Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М., Недра, 1977, 214 с.

- Некрасов И.Я.** Генезис Асачинского вулканогенного золотого месторождения на Камчатке // Докл. РАН, 1996, т. 348, № 1, с. 94—96.
- Осоргин Н.Ю.** Хроматографический анализ газовой фазы в минералах (методика, аппаратура, метрология) / Препр. ИГиГ СО АН СССР. Новосибирск, 1990, № 11, 32 с.
- Осоргин Н.Ю., Томиленко А.А.** К вопросу о коэффициенте восстановленности флюида // Термобарогеохимия минералообразующих процессов, 1994, № 3, с. 7—16.
- Пальянова Г.А.** Физико-химические особенности поведения золота и серебра в процессах гидротермального рудообразования: Автореф. дис. ... д.г.-м.н.. Новосибирск, Ин-т минералогии и петрографии ОИГГМ СО РАН, 2005, 372 с.
- Пийп Б.И.** О раскаленных агломератовых потоках Авачи и о типе извержений этого вулкана // Бюл. вулканол. станции АН СССР, 1946, № 12, с. 18—28.
- Петренко И.Д.** Золото-серебряная формация Камчатки. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1999, 116 с.
- Реддер Э.** Флюидные включения в минералах. Т. 2. М., Мир, 1987, 630 с.
- Ханчук А.И., Иванов В.В.** Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (11), с. 1635—1645.
- Шарапов В.Н., Бессонова Е.П., Черепанов В.К.** Оценка возможных размеров и времени существования области надкритического флюида в субэвральных смешанных термальных системах андезитовых вулканов // Докл. РАН, 2004, т. 397, № 1, с. 97—100.
- Bakker R.J.** Fluids: new software package to handle microthermometric data and to calculate isochores // Memoir Geol. Soc., 2001, № 7, p. 23—25.
- Berger B.R., Henley R.W.** Advances in understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the Western United States // Econ. Geol., 1989, v. 84, p. 405—423.
- Bodnar R.J.** Fluid inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits // Miner. Assoc. Canada Short Course Series, 1995, v. 23, p. 139—152.
- Brown P.E.** FLINCOR: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data // Amer. Miner., 1989, v. 74, № 11—12, p. 1390—1393.
- Corbett G.J.** Epithermal gold for explorations // AIG J. — Applied geoscientific practice and research in Austral. Paper 2002—01, February 2002, p. 1—26.
- Dong G., Morrison G., Jaireth S.** Quartz textures in epithermal veins, Queensland — classification, origin, and implication // Econ. Geol., v. 90, 1995a, p. 1841—1856.
- Dong G., Morrison G., Jaireth S.** Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin // Miner. Deposita, 1995b, v. 30, p. 11—19.
- Drummond S.E., Ohmoto H.** Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems // Econ. Geol., 1985, v. 80, p. 126—147.
- Faure K., Matsuhisa Y., Metsugi H., Mizota C., Hayashi S.** The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids // Econ. Geol., 2002, v. 97, № 3, p. 481—498.
- Hedenquist J.W., Brown P.R., Allis R.G.** Epithermal gold mineralization. Appl. Geol. Assoc. Wairakei, New Zealand, 1998, 162 p.
- Heinrich C.A., Gunter D., Audétat A., Ulrich T., Frischknecht R.** Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions // Geology, 1999, v. 27, p. 755—758.
- Heinrich C.A., Driesner T., Stefansson A., Seward T.M.** Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits // Geology, 2004, v. 32, № 9, p. 761—764.
- Ikeuchi K., Komatsu R., Doi N., Sakagawa Y., Sasaki M., Kamenosono H., Uchida T.** Bottom of hydrothermal convection found by temperature above 500 °C and fluid inclusion study of WD-1 in the Kakkonda geothermal field, Japan // Geothermal Resources Council Trans., 1996, v. 20, p. 609—616.
- Izawa E., Yoshida T., Sakai T.** Fluid inclusion studies on the gold—silver quartz veins at Kushikino, Kagoshima, Japan // Mining Geology Special Issue, 1981, № 10, p. 25—34.
- Izawa E., Urashima Y., Ibaraki K., Suzuki R., Yokoyama T., Kawasaki K., Koga A., Taguchi S.** The Hishikari gold deposit: high-grade epithermal veins in Quaternary volcanics of southern Kyushu, Japan // J. Geochem. Explor., 1990, 36, № 1—3, p. 1—56.
- Jannas R.R., Beane R.E., Ahler B.A., Brosnahan D.R.** Gold and copper mineralisation at the El Indio deposit, Chile / J.W. Hedenquist, N.C. White, and G. Siddeley (eds.). Epithermal gold mineralisation of the circum Pacific // J. Geochem. Explor., 1990, v. 35, p. 197—232.
- Kubota Y.** Temporal and spatial relationship and significance of island arc junctions on Late Cenozoic gold deposits in the Japanese Islands // Res. Geol., 1994, 44 (1), p. 17—24.

Lattanzi P., Okrugin V., Ignatiev A., Okrugina A., Tschubarov V., Livi S. Base and precious metal mineralization in the Mutnovsky area, Kamchatka, Russia // SEG Newsletter, 1995, v. 20, p. 5—9.

Masterman G.J., Cooke D.R., Berry R.F., Walshe J.L., Lee A.W., Clark A.H. Fluid chemistry, structural setting, and emplacement history of the Rosario Cu-Mo porphyry and Cu-Ag-Au epithermal veins, Collahuasi district, Northern Chile // Econ. Geol., 2005, v. 100, p. 835—862.

Okrugin V., Kokarev S., Okrugina A., Chubarov V., Shuvalov R. An unusual example of the interaction of modern hydrothermal system with Au-Ag veins (Southern Kamchatka) // Miner. Mag., 1994, v. 58A, p. 669—670.

Okrugin V.M., Shuvalov R.A., Slotvsov I.B., Seljangan O.B. WRI-8 post-session field trip to Kamchatka. Part I: Mutnovsky geothermal field // Guidebook to WRI-8 post-session field trip to Kamchatka, Vladivostok, FEGI, 1995, p. 1—29.

Pavlova G., Gushchina L., Borovikov A., Borisenko A., Palyanova G. Forming conditions for Au-Sb and Ag-Sb ore according to thermodynamic modeling data // J. Mater. Sci., 2006, v. 41, № 5, p. 1557—1562.

Reed M.H., Spycher N. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach // Rev. Econ. Geol., 1985, v. 2, p. 249—272.

Roedder E. Fluid inclusions. Miner. Soc. Amer., Rev. Miner., 1984, v. 12, 644 p.

Sander M.V., Black J.E. Crystallization and recrystallization of grow-zoned vein quartz crystals from epithermal systems — implications for fluid inclusion studies // Econ. Geol., 1988, v. 83, p. 1052—1060.

Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V. Epithermal gold and silver mineralization at the Rodnikovoe deposit related to the hydrothermal activity in the Mutnovsko-Asachinskaya geothermal area, Southern Kamchatka, Russia // Int. Symp. on gold and hydrothermal systems, Japan, Fukuoka, Society of Resource Geology, 2001, p. 51—57.

Takahashi R., Matsueda H., Okrugin V.M. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka, Russia // Res. Geol., 2002, v. 52, № 4, p. 359—369.

Thompson J.B. Chemical reactions in crystals // Amer. Miner., 1969, v. 54, № 34, p. 341—375.

Ulrich T., Gunter D., Heinrich C.A. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits // Nature, 1999, v. 388, p. 676—679.

White N.C., Hedenquist J.W. Epithermal gold deposits: styles, characteristics, and exploration // SEG Newsletter, 1995, № 23, p. 1, 9—13.

*Рекомендована к печати 2 декабря 2008 г.
В.Н. Шарповым*

*Поступила в редакцию
9 июля 2008 г.*