

Часть 6. МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

В. В. Мурзин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
murzin@igg.uran.ru*

О возможном генетическом единстве золотоносных родингитов (хлограпитов) и хлорит-карбонатных карбонатитоподобных пород в Карабашском массиве гипербазитов на Южном Урале

В пределах Карабашского офиолитового массива гипербазитов известны два пространственно разобщенных специфических типа золотоносных пород – родингиты (хлограпиты), сложенные агрегатами диоксида, граната и хлорита, и карбонатитоподобные магнетит-хлорит-карбонатные породы.

Эти образования имеют сходную геологическую позицию и локализуются в зонах тектонического меланжа, согласных с общим субмеридиональным простиранием массива. Полоса родингитов прослеживается на расстояние до 2.5 км вдоль центральной части массива гипсометрически в наиболее высокой его части. Отдельные тела родингитов имеют мощность до 2–3 м, местами до 8 м и протяженность до 600–700 м. Магнетит-хлорит-карбонатные породы распространены локально в краевых частях массива и образуют тела небольших размеров (первые десятки метров), цепочки которых, тем не менее, хорошо прослеживаются в виде протяженных зон. Локальность выходящих на современную поверхность тел хлорит-карбонатных пород может быть объяснена сильной боковой эрозией склонов Карабашских гор.

Ранние исследователи массива (Е. А. Кузнецов, Н. И. Бородаевский и др.) рассматривали описываемые породы в едином ряду генетически связанных хлоритсодержащих пород (хлорит-гранат-пироксеновых, хлорит-гранатовых, гранат-хлорит-эпидотовых, хлорит-карбонатных и хлоритовых), имеющих сходные условия залегания в виде жил, линзовидных или трубообразных тел среди серпентинитов. Они также указывали на близость пород этого ряда не только по набору основных минералов, но и содержащихся в относительно небольших количествах аксессуарных минералов – магнетита, минералов титана и фосфора (апатит, титанит), биотита, сульфидов меди и никеля, реликтового хромшпинелида. Современными исследованиями для описываемых типов золотоносных пород была установлена также специализация их на редкоземельные, редкие и радиоактивные элементы LREE, Zr, Th, а также выявлены минеральные формы и минералы-носители этих элементов – анкилит, монацит, алланит-Се, эшинит-(Y), циркон, бадделеит, торинит, уранинит и др. [Мурзин и др., 2005; Мурзин, Варламов, 2010].

На происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива имеется несколько точек зрения. Одни исследователи относят их к классическим продуктам биметасоматоза на контактах даек габброидов и гипербазитов [Спиридонов, Плетнев, 2002], другие – к апогипербазитовым метасоматитам [Берзон, Фадеичева, 1974; Сазонов, 1998]. Наконец, нами высказана точка зрения, что золотоносные родингиты являются гидротермально-метасоматическими образованиями, преимущественно,

телами выполнения с широким вовлечением в метасоматический процесс вмещающих серпентинитов [Мурзин, Шанина, 2007].

Относительно происхождения магнетит-хлорит-карбонатных пород Карабашского массива также нет единого мнения. В. А. Поповым и Г. Г. Кораблевым было установлено, что все основные минералы карбонатно-силикатных пород имеют поверхности совместного роста и, следовательно, являются телами выполнения. Повышенная концентрация в них редкоземельных элементов (сумма REE – 130 г/т), вместе с фактами принадлежности телам выполнения и присутствия в массиве щелочных пород кварц-рибекитового состава, послужило основанием для отнесения их к карбонатитам [Белогуб и др., 2003]. Другая точка зрения базируется на модели доломитизации внедренных в зону серпентинового меланжа известняков под действием «водной составляющей гипербазитов» [Ерохин и др., 2011].

В данном исследовании получены дополнительные характеристики родингитов и хлорит-карбонатных пород, обнаруживающие как черты их сходства, так и различия.

Зональность. Оба типа пород слагают тела зонального строения – родингиты окаймляются зонами хлоритолитов мощностью до 2–3 м, которые, в свою очередь, постепенно переходят в хризотилитовые или антигоритовые серпентиниты. Карбонатитоподобные породы образуют линзообразные тела различных размеров, локализованные в участках хлоритовых пород, контролирующихся протяженными зонами рассланцевания и карбонатизации среди антигоритовых серпентинитов (рис. 1).

Геохимические особенности.

Магнетит-хлорит-карбонатные и хлорит-гранат-пироксеновые породы характеризуются высоким содержанием Ti, P, Mn, Sr, Y, Zr, Nb, U, Th и REE. Тренды распределения РЗЭ хлорит-карбонатных пород и родингитов практически совпадают по форме и уровню содержания РЗЭ. Примыкающие к этим породам хлоритолиты и хлоритизированные серпентиниты существенно обогащены РЗЭ по отношению к удаленным от них серпентинитам.

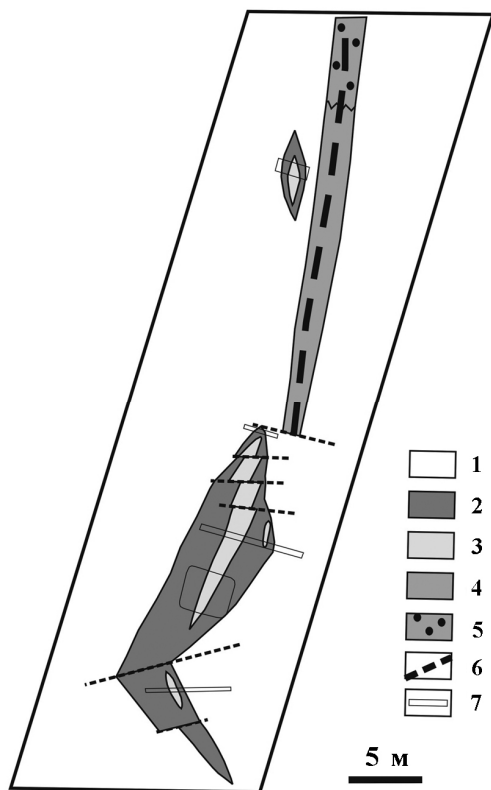


Рис. 1. Геологическое строение тела магнетит-хлорит-карбонатных пород в западной части Карабашского массива.

1 – серпентинит антигоритовый; 2 – хлоритолит; 3 – линзы магнетит-хлорит-карбонатных пород; 4 – серпентинит сильно карбонатизированный; 5 – серпентинит с рассеянной карбонатизацией; 6 – тектонические нарушения; 7 – горные выработки.

РТХ-условия формирования. Формирование родингитов 1 и 2 стадии имело место при стандартных для родингитов условиях: Т 420–470 °С, Р 2–3 кбар, X_{CO_2} 0.001–0.007 и восстановленная среда (табл.). В заключительную 3 стадию образования кальцитовых прожилков происходило снижение РТ параметров (0.5–1 кбар, 230–310 °С), повышение X_{CO_2} до 0.036 и окислительных свойств среды [Мурзин, Шанина, 2007].

Т а б л и ц а

Мольная доля CO_2 и степень окисленности летучих компонентов из флюидных включений в минералах различных гидротермалитов Карабашского массива

| Тип метасоматита (кол-во проб) | Мольная доля CO_2 | Степень окисленности |
|-----------------------------------|----------------------------|----------------------|
| Родингит 1 и 2 стадий (4) | 0.002–0.007 | 0.14–0.36 |
| Кальцит 3 стадии из родингита (1) | 0.034 | 0.76 |
| Хлорит-карбонатная порода (2) | 0.049 | 0.73–0.92 |
| Лиственит (1) | 0.137 | 0.77 |

Примечание. Газовохроматографический анализ выполнен в ИГ Коми НЦ УрО РАН, аналитик С. Н. Шанина. Извлечение газов осуществлялось термическим способом при нагреве проб до 600 °С, карбоната – до 450 °С. Степень окисленности летучих компонентов – $\text{CO}_2/\text{CO}_2+\text{CO}+\text{H}_2+\text{CH}_4$.

Явные признаки многостадийности карбонатитоподобных пород не зафиксированы, однако их геотермометрия с использованием изотопного кислородного, доломит-кальцитового и хлоритового геотермометров указала на широкий диапазон их формирования. Для парагенезисов карбоната с хлоритом и магнетитом зафиксированы 4 температурных диапазона: 480–430 °С (присутствует только доломит), 430–380 °С (доломит и кальцит), 340–280 °С и 260–210 °С. Для парагенезиса хлорита и магнетита в хлоритолите получены два температурных диапазона – 370–360 °С и 240–210 °С. Углекислотность флюида по данным газовой хроматографии на порядок превышает таковую при формировании родингитов ранних стадий. Она близка к составу флюида при отложении кальцита в родингитах 3 стадии, но меньше, чем при лиственитизации (см. табл.).

Изотопный состав карбонатов. Кальцит родингитов и доломит карбонатитоподобных пород сходны по изотопному составу кислорода, углерода и стронция (рис. 2). Эти изотопные характеристики отвечают смеси осадочного карбонатного и глубинного вещества. Отчетливая корреляция изотопного состава углерода и стронция карбонатов свидетельствует о том, что они контролируются одними и теми же факторами.

Абсолютный возраст. Определенный Sm-Nd возраст типичного образца раннего родингита хлорит-гранат-диопсидового состава составил 369.4 ± 8.8 млн лет, что соответствует верхнему девону. Имеющиеся в литературе датировки возраста карбонатитоподобных пород массива получены методом химического датирования по ториниту и противоречивы. По данным [Вотьяков и др., 2010] средневзвешенное по 10 точкам значение возраста торинита составляет 352.1 ± 11.2 млн лет, что очень близко к возрасту родингитов. Более молодые датировки приводятся в работе [Ерохин и др., 2011]: средневзвешенное значение возраста 317.1 ± 8.4 млн лет и изохронный Th*-Pb-возраст – 313.2 ± 5.2 млн лет.

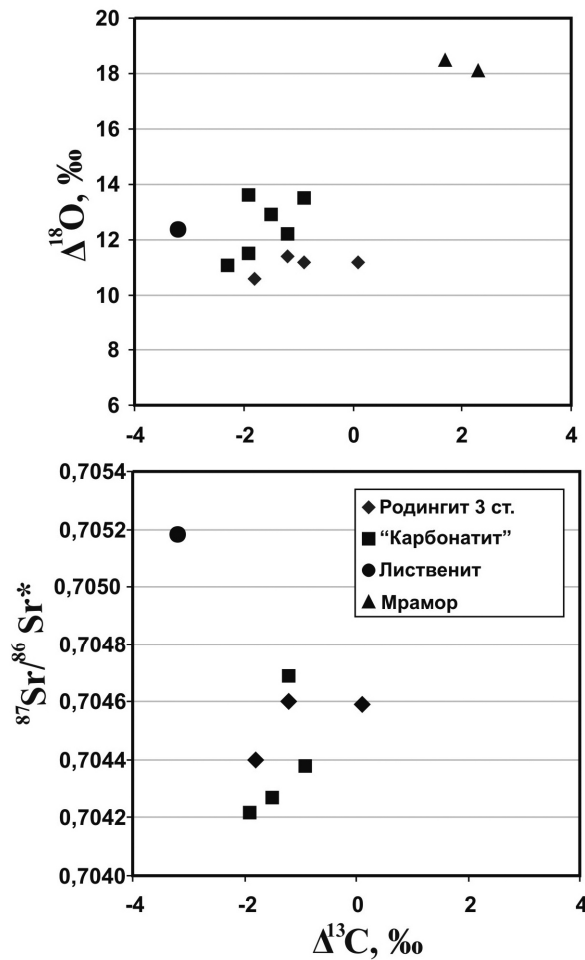


Рис. 2. Изотопный состав углерода, кислорода и стронция карбонатов Карабашского массива.

Таким образом, зафиксированные признаки общности родингитов, особенно заключительной 3 стадии, и карбонатитоподобных пород Карабашского массива (приуроченность к зонам тектонического меланжа, сходный тип зональности, геохимическая специализация, температурные условия формирования, изотопные характеристики) свидетельствуют о возможной генетической связи этих образований. В то же время очевидны различия условий их формирования – предельно низкая степень углекислотности и восстановленные свойства родингитизирующего флюида резко контрастируют с углекислотным окисленным характером флюида при формировании магнетит-хлорит-карбонатных гидротермалитов. Окончательное решение рассматриваемой в статье проблемы возможно при получении более надежных возрастных характеристик рудно-метасоматических образований и объяснении причин возможных резких изменений химизма рудообразующих флюидов, циркулирующих в массиве.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 12-05-00734а.

Литература

Белогуб Е. В., Удачин В. Н., Кораблев Г. Г. Карабашский рудный район (Южный Урал). Материалы к путеводителю геолого-экологической экскурсии. Миасс: ИМин УрО РАН, 2003. 40 с.

Берзон Р. О., Фадеичева И. Ф. Особенности метасоматических преобразований на золоторудном месторождении Золотая Гора // *Метасоматизм и рудообразование*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 63–67.

Вотяков С. Л., Хиллер В. В., Щапова Ю. В., Поротников А. В. Химическое электронно-зондовое датирование минералов-концентраторов радиоактивных элементов: Методические аспекты // *Литосфера*. 2010. № 4. С. 94–115.

Ерохин Ю. В., Иванов К. С., Хиллер В. В. Карбонатитоподобные породы Карабашского гипербазитового массива (возраст и генезис) // *Современное состояние наук о Земле*. Мат. междунар. конф., посв. памяти В. Е. Хаина. М.: Геологический факультет МГУ, 2011. С. 631–633.

Мурзин В. В., Варламов Д. А. Минеральный состав и стадийность формирования золотоносных родингитов Карабашского массива на Ю.Урале // *Ежегодник-2009*. Тр. ИГГ УрО РАН. Вып. 157. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 229–233.

Мурзин В. В., Варламов Д. А., Попов В. А. и др. Минералого-геохимические особенности золото-редкометалльно-редкоземельной минерализации хлорит-карбонатных пород Карабашского массива гипербазитов (Южный Урал) // *Уральский минералогический сборник № 13*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 123–145.

Мурзин В. В., Шанина С. Н. Флюидный режим формирования и происхождение золотоносных родингитов Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале // *Геохимия*. 2007. № 10. С. 1085–1099.

Сазонов В. Н. Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов (геодинамические обстановки и РТХ-параметры образования, прогностическое значение). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 181 с.

Спиридонов Э. М., Плетнев П. А. Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002. 220 с.

О. Ю. Плотинская

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
plotin@igem.ru*

Биргильдинско-Томинский рудный узел – пример порфирово-эпитермальной системы на Южном Урале

Порфирово-эпитермальные системы (в англоязычной литературе – *telescoped porphyry Cu systems* [Sillitoe, 2010]) представляют значительный интерес как с экономической, так и с генетической точки зрения, поскольку совмещают в себе месторождения разных генетических и геолого-промышленных типов: Cu(Mo)-порфировые, Au-Ag эпитермальные, скарновые и др. В палеозойских и более древних областях из-за длительного развития эрозионных процессов такие системы обычно не сохраняют-

ся даже частично. Редким исключением из этого является территория Биргильдинско-Томинского рудного узла (далее – БТРУ) на Южном Урале. БТРУ расположен примерно в 30 км к юго-востоку от г. Челябинска и охватывает площадь шириной 20 км, субмеридионально вытянутую на 30–40 км. В геотектоническом отношении эта территория приурочена к западной периферии Восточно-Уральской вулканогенной зоны [Грабежев и др., 1998]. Последняя обычно рассматривается как серия фрагментов палеозойских вулканических островных дуг [Herrington et al., 2005; Пучков, 2010].

В наименее эродированной части территории распространены вулканогенно-осадочные породы андезит-дацитового состава D_3-C_1 , в которых локализованы эпitherмальные Au-Ag месторождения Березняковского рудного поля (месторождения Березняковское, Депутатское и Южное) и Мичуринское рудопроявление. К подстилающим вулканикам известнякам и мраморам O_2-S_2 приурочено Cu-Ag-Pb-Zn стратиформное рудопроявление Биксизак. Основание разреза сложено риолит-базальтовой

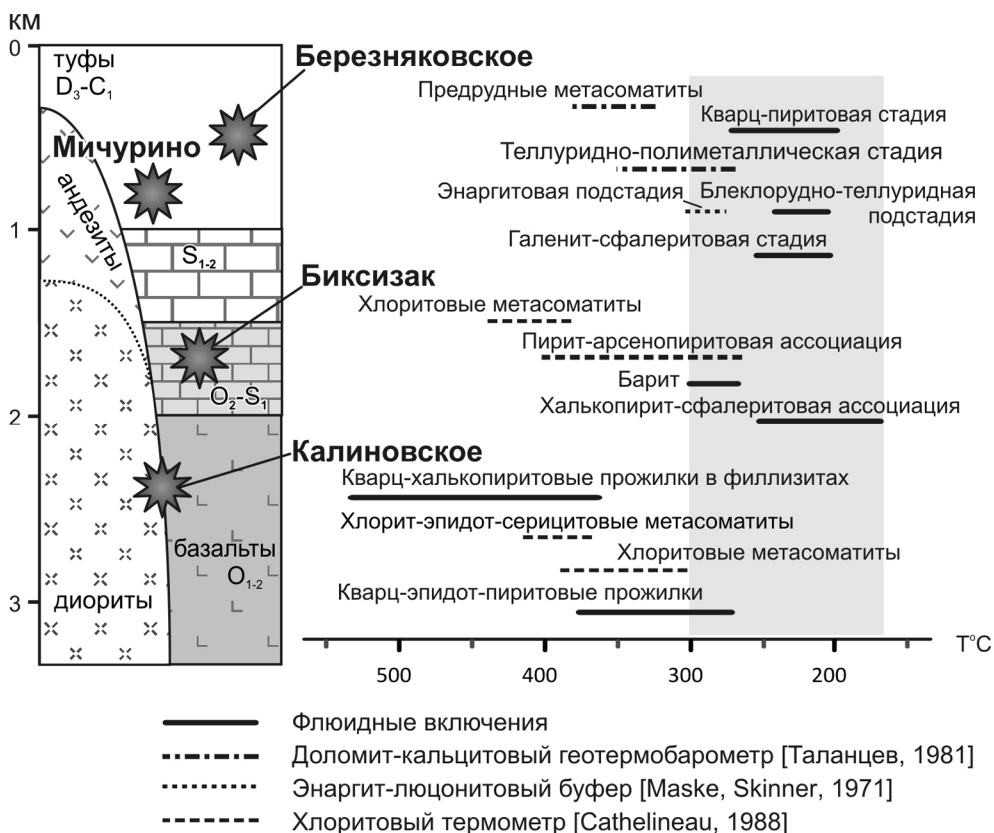


Рис. 1. Положение месторождений БТРУ в сводной стратиграфической колонке района, по [Грабежев и др., 2000] с изменениями и дополнениями и интервалы температур образования основных минеральных ассоциаций по данным изучения флюидных включений [Plotinskaya et al., 2013; Грознова, Плотинская, 2012] и по минеральным геотермометрам. Серым выделена область отложения минералов золота и серебра.

толщей O_{1-2} , которая вмещает Cu-порфиновые месторождения Калиновское, Томинское, Биргильдинское. Все перечисленные выше месторождения связаны с диоритовыми и андезитовыми порфиритами биргильдинско-томинского комплекса (D_3-C_1) островодужного типа [Грабежев и др., 1998]. Таким образом, блоковое строение территории обусловило совмещение на сравнительно небольшой площади месторождений, сформировавшихся на различных уровнях глубинности, т.е. порфировых и эпитермальных [Грабежев и др., 1998].

Особенности руд и окорудных метасоматитов месторождений БТРУ подробно описаны в работах [Грабежев и др., 1998; Plotinskaya et al., 2013] и в цитированной в них литературе, поэтому в данном докладе мы остановимся только на ключевых чертах, характеризующих сходство и различие перечисленных выше месторождений.

На рисунке 1 видно, что наиболее высокие температуры минералообразования характерны для Калиновского медно-порфирового месторождения ($530-360^\circ\text{C}$ на ранних стадиях и $375-250^\circ\text{C}$ на поздних) и заметно более низкие – для относительно малоглубинного Березняковского рудного поля (от $350-300$ до $250-185^\circ\text{C}$) и месторождения Биксизак (от более 400 до 150°C). При этом золотоносные ассоциации на всех изученных объектах отлагались при близких температурах ($200-300^\circ\text{C}$).

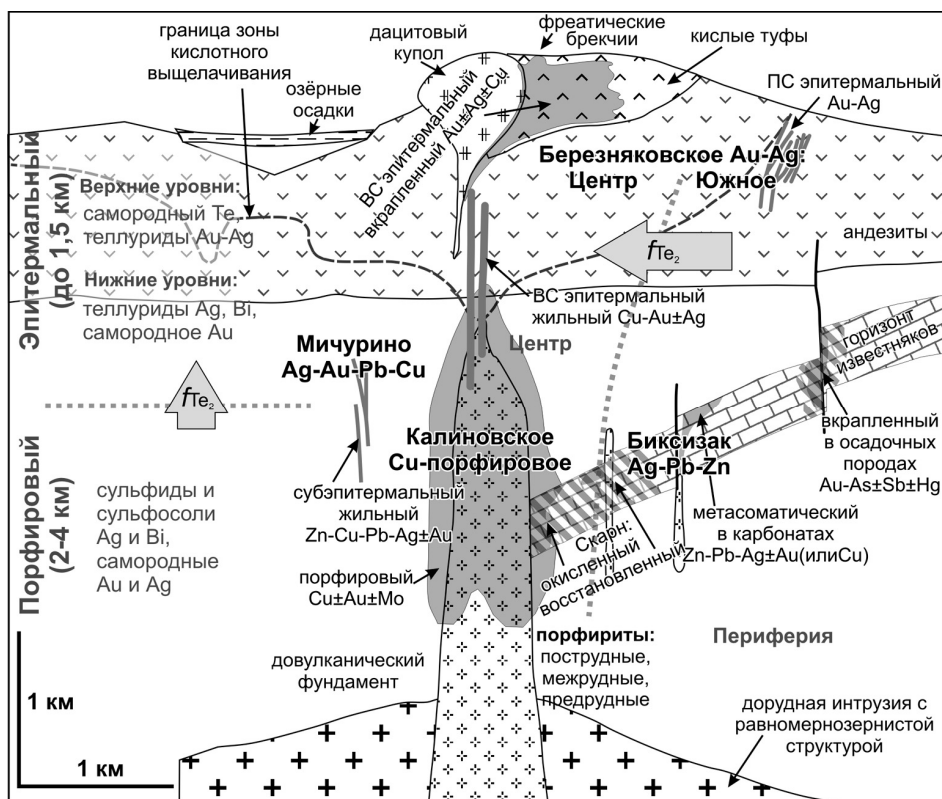


Рис. 2. Положение месторождений Биргильдинско-Томинского рудного узла и ведущих минеральных ассоциаций на схеме гипотетической комплексной Cu-порфировой системы, предложенной в [Sillitoe, 2010].

Установленная температурная зональность хорошо увязывается с распределением в пределах БТРУ минералов золота, серебра, висмута и свинца (рис. 2). На верхних, эпитегрмальных уровнях (месторождения Березняковского рудного поля) преобладают самородный теллур и теллуриды золота, серебра и свинца (сильванит AuAgTe_4 , креннерит $(\text{AuAg})\text{Te}_2$, петцит Ag_3AuTe_2 , алтаит PbTe и др.). При этом происходит смена обстановок минералообразования от высокосульфидизированной (ВС) на Березняковском и Депутатском месторождениях до промежуточно (ПС)- (или низко-НС) сульфидизированной на месторождении Южное. На более глубоких уровнях (глубокие горизонты Березняковского месторождения и Мичуринское рудопроявление) доминируют теллуриды серебра и висмута (теллуровисмутит Bi_2Te_3 , гессит Ag_2Te , петцит Ag_3AuTe_2 , волинскит AgBiTe_2 , тетрадимит $\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$), галенит и самородное золото. На «порфировом» уровне (месторождение Калиновское) распространены самородное золото и сульфосоли серебра и висмута (матильдит AgBiS_2 и минералы висмутин-айкинитовой серии $\text{Bi}_2\text{S}_3\text{-CuPbBiS}_3$), а на удалении от центра порфировой системы (месторождение Биксизак) – акантит Ag_2S и сульфосоли серебра (пирсеит-полибазит $\text{Ag}_{15}(\text{As,Sb})_2\text{CuS}_{11}$ и др.). Такое распределение контролируется повышением температуры и снижением фугитивности Te_2 от верхних уровней порфирово-эпитегрмальной системы к нижним, т.е. от Березняковского к Мичуринскому и Калиновскому, и от ее центральной части к периферии, т.е. от Березняковского к Южному на эпитегрмальном уровне и от Калиновского к Биксизаку на порфировом уровне.

Работа выполнена в рамках проекта IGCP-592 (при поддержке UNESCO-IUGS) и при финансовой поддержке РФФИ (проект 13-05-00622) и Программы Президиума РАН № 27.

Литература

Грабежев А. И., Кузнецов Н. С., Пужаков Б. А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 172 с.

Грабежев А. И., Сазонов В. Н., Мурзин В. В. и др. Березняковское золоторудное месторождение (Южный Урал, Россия) // Геология рудных месторождений. 2000. Т. 42. № 1. С. 38–52.

Грознова Е. О., Плотинская О. Ю. РТ-эволюция флюида на Калиновском Cu-порфировом месторождении (Ю. Урал) // Мат. XV Всерос. конф. по термобарогеохимии. М.: ИГЕМ РАН, 2012. С. 29–30

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Таланцев А. С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.

Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay Minerals. 1988. Vol. 23. P. 471–485.

Herrington R. J., Zaykov V. V., Maslennikov V. V. et al. Mineral deposits of the Urals and links to geodynamic evolution // Economic Geology. 2005. Vol. 100. P. 1069–1095.

Maske S., Skinner B. J. Studies of the sulfosalts of copper: I. Phases and phase relations in the system Cu–As–S // Economic Geology. 1971. Vol. 66. P. 901–918.

Plotinskaya O. Y., Grabezhev A. I., Groznova E. O. et al. The Late Paleozoic porphyry-epithermal spectrum of the Birgilda-Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Journal of Asian Earth Sciences. 2013. doi:10.1016/j.jseas.2013.01.015.

Sillitoe R. H. Porphyry Copper Systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

Структура Ганеевского месторождения золота (Южный Урал)

Ганеевское месторождение находится в северной части Магнитогорской мегазоны в 15 км юго-восточнее г. Учалы Республики Башкортостан. Оно локализовано в зоне регионального Карагайлинского разлома близмеридионального простирания. Изучением месторождения в процессе прогнозно-поисковых, поисково-разведочных и тематических работ занимались Б. Г. и С. Б. Галиуллины, С. В. Сурин, М. В. Смирнов, Л. А. Логинова и др. Специальные геолого-структурные исследования на месторождении не проводились. Месторождение обрабатывалось карьером ЗАО НПФ «Башкирская золотодобывающая компания». Эксплуатационные работы были завершены в конце 2012 г. Автором при участии С. В. Мичурина и С. А. Даниленко выполнено структурное картирование эксплуатационного карьера и проведена обработка собранных данных с использованием современных методов структурного и тектонофизического анализа. Результаты исследований позволили уточнить структуру и условия локализации оруденения рассматриваемого месторождения.

Зона Карагайлинского разлома в пределах эксплуатационного карьера имеет линзовидно-блоковое строение. Ограничениями тектонических линз служат крутопадающие разломы близмеридионального простирания, в морфологическом отношении представляющие собой зоны рассланцевания, разрывы с глиной трения и системы зеркал скольжения. Анализ малых структурных форм (складок волочения, кинкбандов, вторичных трещин, структур вращения порфиробластов и др.) позволил реконструировать по граничным разломам несколько фаз разнонаправленных смещений. Наиболее отчетливо выражены движения с правым знаком, которые, по времени совпадают с процессами формирования золоторудной минерализации.

Тектонические линзы отличаются друг от друга по составу слагающих их пород. В строении отдельных линз участвуют: 1) туфы и туффиты основного состава, с маломощными потоками толеитовых базальтов; 2) породы офиолитовой ассоциации (серпентиниты, габбро и габбро-пироксениты); 3) ритмично слоистые кремнистые, глинисто-кремнистые сланцы и вулканогенно-осадочные породы смешанного состава; 4) дорудные листвениты без реликтов исходных пород; 5) кварц-карбонат-хлоритовые сланцы, вероятно, образовавшиеся по туффитам основного состава. В целом, рудовмещающий разрез месторождения представляет собой мозаику изолированных блоков, оторванных от материнских пород, что свидетельствует о высокоамплитудных смещениях по Карагайлинскому разлому. Эти блоки интерпретируются нами как аллохтонные сдвиговые дуплексы [Woodcock, Fisher, 1986].

Главной рудовмещающей структурой месторождения является дуплекс, сложенный ритмично слоистыми кремнистыми, глинисто-кремнистыми сланцами и туффитами смешанного состава. Дуплекс расположен в центральной части карьера. Он имеет протяженность по длинной меридиональной оси около 180 м при ширине 20–25 м. Породы внутри дуплекса сильно дислоцированы. Вследствие неоднородности петрофизических свойств совместно деформируемых пород здесь широкое развитие получили структуры будинажа. Будинированию подверглись прослойки и пачки жестких и хрупких кремнистых алевролитов и сланцев, а соседствующие с ними более пластичные тонкослоистые глинисто-кремнистые сланцы и туффиты (туфоалев-

ролиты, туфопесчаники и туфогравелиты) были превращены в сланцы. Нередко вдоль границ будин располагаются разрывы с глиной трения. В плане будины имеют в основном форму линз, вытянутых в север-северо-восточном направлении. Их длина достигает 25–30 м, ширина – 3–4 м.

Подавляющее большинство рудных тел месторождения приурочено к будинам кремнистых алевролитов и сланцев. Рудные тела сложной морфологии сложены ранней вкрапленной пиритовой и поздней прожилковой сульфидно-кварцевой минерализацией. Ореолы ранней минерализации обычно выходят за пределы будин. Поздние прожилки, сопровождающиеся серицит-кварцевыми метасоматитами, концентрируются внутри структур будинажа. Их размещение контролируется правосторонними разрывами меридионального и северо-восточного простирания (в основном, зонами рассланцевания), которые по положению и кинематике соответствуют Y-сдвигам и R-сколам Риделя. Рудные столбы, как правило, локализованы на изгибах разрывов с большим азимутом простирания.

По данным И. Б. Галиуллина [2010], наиболее продуктивное на золото оруждение приурочено к контактовым частям тел березитизированных микроплагиогранитов. Нами кислые интрузивные породы в пределах карьера не установлены. По-видимому, к микроплагиогранитам И. Б. Галиуллин относит будины метасоматически измененных кремнистых пород.

Пострудная тектоника на Ганеевском месторождении проявлена слабо и существенного влияния на его структуру не оказывает. К числу наиболее крупных пострудных разломов относится сдвиг северо-восточного простирания, расположенный в южном борту карьера. Он смещает с правым знаком рудовмещающий дуплекс на расстояние около 5 м.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ и АН РБ (грант 11-05-97021-р_поволжье_а).

Литература

Галиуллин И. Б. Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов-2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 163–166.

Woodcock N. H., Fisher M. Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

М. В. Заботина¹, А. В. Краснокутская², И. А. Блинов¹

¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
mary_7-88@mail.ru

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миасс

Благородная минерализация в рудах месторождений Ганеевское и Контрольное (Учалинский район, Башкортостан) (научный руководитель Е. В. Белогуб)

Проблема источника золота при формировании месторождений березит-лиственитовой формации остается спорной. Наряду с мнением о магматическом источни-

ке вещества, существует гипотеза о полихронности месторождений шовных зон, к которым относится ГУР [Сазонов и др., 2001]. Согласно этой гипотезе, во время коллизии золото, накопленное при гидротермальных и гидротермально-осадочных процессах, синхронных с вулканизмом, переотлагается с образованием более богатых концентраций. Сравнительный анализ месторождений золота Учалинского района, приуроченных к вулканогенно-осадочным толщам в пределах зоны ГУР, направлен на решение указанной проблемы. Целью работы было выявление черт сходства и различия первичных руд и вмещающих их метасоматитов месторождений Буйдинской и Курпалинской зон. В начале-середине прошлого века кустарными способами здесь отрабатывались мелкие кварцевые жилы с крупным золотом. Проведенные в последние десятилетия геологоразведочные работы показали, что в обоих случаях рудные концентрации связаны с линейными зонами метасоматитов, приуроченными к субмеридиональным разломам [Крылатов и др., 2006ф; Сурин, 2006ф; Галиуллин, 2010].

Месторождения Буйдинской зоны (Ганеевское, Октябрьское, Старо-Тимофеевское, Северо-Тимофеевское и др.) относятся к березит-лиственитовой формации. Они залегают в зоне тектонического контакта поляковской (S_{1pl}) и улутауской (D_{2ul}) вулканогенно-осадочных толщ [Сурин, 2006ф; Серавкин и др., 2001; Галиуллин, 2010].

Месторождения Курпалинской зоны (Контрольное, Южно-Контрольное) относятся к золото-сульфидной формации и приурочены к серицит-кварцевым метасоматитам, развитым по вулканогенным породам карамалыташской свиты ($D_{2ef-zvkr}$). Ранее считалось, что концентрации золота контролируются тектонически [Крылатов и др., 2006ф], однако в ходе эксплуатации были выявлены признаки литологического контроля руд и их сходства с вулканогенно-осадочными колчеданными месторождениями [Белогуб, 2009].

Ганеевское месторождение расположено на Буйдинской площади в 9 км юго-восточнее от г. Учалы и в 2010–2012 гг. отрабатывалось карьером ЗАО НПФ БЗК. Структура месторождения имеет субмеридиональное простирание и субвертикальное падение. Вмещающие породы в карьере по направлению с востока на запад представлены диабазами с телами полнокристаллических диоритов с карбонатными прожилками, хлоритизированными диабазами, пиритизированными хлоритовыми сланцами с секущими кварцевыми и карбонатными жилами. Разрез рудной зоны мощностью 15–20 м включает кварц-карбонат-хлоритовые метасоматиты с редкой вкрапленностью пирита и сменяющие их листвениты и пирит-, карбонатсодержащие серицит-кварцевыми метасоматиты. Тела лиственитов имеют форму пластин мощностью до 15 м и вытянуты согласно структуре месторождения. В северной части карьера на контактах лиственитов и безрудных хлоритовых сланцев залегают кварцевые жилы мощностью до 7 м на западном контакте и 1 м – на восточном. Серицит-кварцевые метасоматиты образуют линзу мощностью до 4 м и протяженностью до 15 м в лиственитах в южной части месторождения. Вмещающие породы в той или иной мере окислены: карбонат ожелезнен, пирит замещается псевдоморфозами лимонита, вблизи поверхности ожелезнение носит сплошной характер. Следует отметить отсутствие гранитоидов в непосредственной близости к данному месторождению.

Распределение золота в пределах рудной зоны неравномерно. Кондиционные руды выделяются по результатам опробования. При эксплуатации руды разделяются на пирит- и карбонатсодержащие кварц-серицитовые метасоматиты – березиты (по данным БЗК Au от 8 до 18 г/т), листвениты (Au до 10 г/т в окисленных разностях и до 1 г/т в неокисленных) и кварцевые жилы.

Главные рудные минералы кварц-серицитовых метасоматитов и лиственитов – пирит и образованный по нему гетит, второстепенный – халькопирит, редкие – золото, галенит, сфалерит, пирротин, блеклая руда, магнетит, гематит. Нерудная часть представлена кварцем, карбонатами (кальцит и доломит) и слюдой (серицит в кварц-серицитовых сланцах и фуксит в лиственитах). Золото в кварц-серицитовых метасоматитах образует включения вытянутой, овальной и сложной формы размером 2–35 мкм и просечки длиной до нескольких мм в пирите и псевдоморфозах гетита по пириту, в составе содержит небольшую примесь серебра ($Au_{0.93-0.83}Ag_{0.07-0.17}$), независящую от степени окисления породы. В лиственитах золото встречается в виде свободных зерен размером до 0.1 мм и образует тонкие включения (от 3 до 60 мкм) и сростки с гетитом в окисленных разностях, отличается слабо повышенными содержаниями серебра ($Au_{0.87-0.84}Ag_{0.13-0.16}$).

Главный рудный минерал кварцевых жил – галенит, второстепенный – халькопирит, редкие – айкинит, полидимит, теннантит, миллерит. Благородная минерализация представлена самородным золотом, теллуридами золота и серебра (петцит, гессит). Золото – свободное, образует пластинки, дендриты, комковатые выделения размером 30 мкм–0.5 мм, сростки и включения (10–60 мкм) в галените и в теллуридах (5 мкм). В составе золота присутствует значительная примесь серебра ($Au_{0.65-0.80}Ag_{0.20-0.35}$). Петцит ($Au_{0.91-1.11}Ag_{2.98-3.06}Te_2$) и гессит ($Ag_{1.91-2.00}Te$) образуют включения и сростки с галенитом, айкинитом и содержат вроски золота.

Таким образом, по ассоциации, составу и характеру выделений золото Ганеевского месторождения можно разделить на два основных типа: 1) золото в виде сростков и включений в пирите и гетите из кварц-серицитовых метасоматитов (6–11 мас. % Ag) и лиственитов (7–10 мас. % Ag) и 2) свободное относительно крупное (0.1–0.5 мм) золото (15–23 мас. % Ag), ассоциирующее с минералами Bi, Te и Ag в кварцевых жилах.

Группа Контрольных месторождений расположена в 10 км юго-восточнее г. Учалы и приурочена к вулканогенно-осадочной карамалыташской свите ($D_{2ef-zvkr}$). В 2006–2009 гг. обрабатывалась ЗАО НПФ БЗК. Залегание пород субмеридиональное, характерны многочисленные разрывные нарушения, зоны дробления и трещиноватости, дайки диабазов и субвулканические кварц-плагиоклазовые дациты (риодациты?) [Крылатов и др., 2006ф]. Вмещающие породы в восточной части карьеров представлены преимущественно базальтами, андезибазальтами, в западной – дацитами. Контакт между породами основного и кислого состава нерезкий, что позволяет рассматривать эти породы в качестве составляющих единого лавового потока. Непосредственно рудоносными являются серицит-кварцевые метасоматиты, развитые, преимущественно, по лавобрекчиям дацитов.

Рудные тела выделялись по данным опробования. Их мощность невыдержанная и составляет 4–6 м, реже – до 7–8 м. Рудные тела крутопадающие с субмеридиональным простиранием, характеризуются жилообразной, линзовидной и более сложной формой. По простиранию рудные тела прослеживаются на 100–140 м.

Основной объем руд представлен вкрапленными и прожилково-вкрапленными разновидностями с содержаниями золота 1–3 г/т. В южной части Южно-Контрольного месторождения присутствовали линзы сульфидно-баритового, сульфидно-кварц-баритового состава, содержания золота в которых достигали 10 г/т, а серебра – 1000 г/т. Процессы окисления привели к образованию охристых лимонитизированных разностей руд; по сплошным рудам на контакте с первичными сульфидами встречались кварц-баритовые сыпучки.

Основным рудным минералом вкрапленных руд является пирит, реже встречались сфалерит, халькопирит, галенит. Барит-сульфидные руды состояли из пирита, галенита, сфалерита, блеклой руды (теннантита, иногда обогащенного серебром) и халькопирита. Нерудная часть представлена кварцем, баритом, серицитом, эпидотом [Белогуб и др., 2007ф]. Золото содержится в виде включений в теннантите, замещающих теннантит ковеллине, лимоните и малахите, а также в виде просечек в кварц-баритовой массе. Последнее можно связать с переотложением тонкого золота, заключенного в сульфидах, и его отложением в трещинах при гипергенезе. Состав золота: в трещинках – $Au_{0.46}Ag_{0.40}Cu_{0.14}$, в халькозине – $Au_{0.74}Ag_{0.26}$, в малахите – $Au_{0.58}Ag_{0.42}$.

Таким образом, на Контрольном месторождении выделено два типа золота: первичное в виде включений в сульфидах (теннантите и сфалерите) и гипергенное в трещинах в кварц-баритовой массе (Белогуб, 2009).

Сравнительный анализ геолого-минералогических особенностей месторождений показал следующее. Ганеевское месторождение приурочено к зоне линейного разлома, на Контрольном месторождении признаки тектоники проявлены слабее. Вмещающими на Ганеевском являются диабазы, хлоритизированные диабазы, хлоритовые сланцы поляковской (S_{1pl}) и улугауской (D_{2ul}) вулканогенно-осадочных толщ, тогда как на Контрольном – базальты, андезибазальты, дациты карамалыташской ($D_{2ef-zvkr}$) свиты. На обоих месторождениях проявлены кварц-серицитовые метасоматиты: на Ганеевском – карбонатсодержащие (кальцит и доломит), а на Контрольном – бескарбонатные. Главным рудным минералом во вкрапленных рудах на обоих месторождениях является пирит: на Ганеевском месторождении пирит представлен метакристаллами, на Контрольном – несколькими морфологическими генерациями от фрамбоидов до идиоморфных метакристаллов. Второстепенными минералами на Ганеевском месторождении является халькопирит, на Контрольном – галенит, сфалерит, теннантит, халькопирит. На обоих месторождениях часть золота приурочена к пириту. В прожилково-вкрапленных рудах Ганеевского месторождения свободное золото ассоциирует с галенитом, теннантитом, айкинитом, полидимитом, миллеритом, теллуридами золота и серебра (петцит, гессит). Свободное золото на Контрольном месторождении ассоциирует с галенитом, сфалеритом, теннантитом. Золото по составу на Ганеевском содержит небольшое количество серебра (6–11 мас. %), на Контрольном – значительно больше (15–30 мас. %). Таким образом, несмотря на очевидные различия, золотоносные ассоциации и характер выделения золота на рассмотренных месторождениях имеют черты сходства.

Источник золота при формировании месторождений листовенит-березитовой формации в целом и Ганеевского месторождения, в частности, дискуссионный. Однако можно предположить, что первоначально золото на Ганеевском месторождении накапливалось при гидротермальных процессах, синхронных с вулканизмом, как это показано для Контрольного месторождения, а при коллизии переотлагалось с образованием более богатых концентраций.

Автор выражает искреннюю благодарность Е. В. Белогуб и К. А. Новоселову за оказанную помощь и поддержку в написании работы, Е. Е. Паленовой за помощь в отборе полевого материала и участие в обсуждении результатов. Отдельная благодарность И. Б. Фадиной и Г. Н. Дрокиной (ЗАО НПФ БЗДК) за предоставленную возможность работы в карьерах месторождений.

Литература

Белогуб Е. В. Гипергенез сульфидных месторождений Южного Урала // Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. 536 с.

Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Мурдасова М. В. Информационный отчет о результатах работ на месторождениях Контрольное III и Южно-Контрольное. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007ф. 15 с.

Галиуллин И. Б. Геохимическая зональность Ганеевского месторождения золота на Буйдинской площади (Учалинский район, Республика Башкортостан) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 163–166.

Крылатов В. А. и др. Проект работ «Поиски месторождений рудного золота в пределах Курпалинской площади» на 2006–2009 гг. Учалы, 2006ф.

Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГТГА, 2001. 622 с.

Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. 318 с.

Сурин С. В. Проект на проведение разведочных работ на Западно-Буйдинской рудной зоны. Учалы, 2006ф.

М. Ю. Ровнушкин, О. Б. Азовскова
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Геохимические особенности руд Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал)

Существенный прирост сырьевой базы рудного золота многих стран за последние десятилетия произошел за счет обнаружения и разведки объектов особого типа, получившего название карлинского (в других источниках – невадийского). После открытия в начале 60-х годов прошлого века золоторудного месторождения Карлин в штате Невада (США) здесь же были установлены однотипные объекты в пределах крупной зоны СЗ простираения протяженностью около 60 км и шириной в 5–8 км, контролируемой системой глубинных разломов (*Carlin-trend*).

Основные геолого-геохимические особенности месторождений типа Карлин общеизвестны: оруденение локализовано в пределах зон брекчирования и катаклаза подстилающих карбонатных (карбонатно-терригенных) толщ, экранируемых покровами вулканогенно-осадочного материала; здесь проявлен отчетливый контроль оруденения дизъюнктивными и пликативными деформациями. Для этого типа характерны ультратонкие, субмикроскопические размеры выделений золота, его приуроченность как к сульфидным фазам, так и свободное тонкорассеянное состояние. Руды отличаются специфической низкотемпературной сурьмяно-мышьяково-ртутной минерализацией и метасоматозом и, соответственно, особым геохимическим спектром оруденения; для них характерно наличие рассеянного органического вещества, высокое золото-серебряное отношение и т.д. Подобные объекты, относимые к карлинскому типу, известны также в Канаде, Китае, странах Средней Азии и ряде других.

Одним из месторождений, относимых многими исследователями к карлинскому типу, является Воронцовское (Северный Урал). Месторождение по ряду критериев сопоставимо с объектом-эталоном. Структурно оно расположено в крыле моно-

клинальной пологопадающей складки в составе крупной вулcano-тектонической депрессии, сложенной вулcanoгенно-осадочными породами красногурьинской свиты (*D_{1kr}*). Оруденение локализуется в зонах брекчирования подстилающих известняков, представленных обломками мраморизованных известняков с гетерогенным цементом и, частично, – в перекрывающих их вулcanoгенно-осадочных породах.

Контроль оруденения осуществляется сочленением крутопадающего разлома субмеридионального простирания и надвига. В процессе проведения ГРП на месторождении было установлено, что основными рудно-ореольными элементами – индикаторами являются Au, As, Ag, Hg, Ba, Mn, отчасти Sb, Pb, Cu, Zn, которые накапливаются до рудогенно-рудных уровней содержаний. Ореолы этих элементов наиболее отчетливо как в плане, так и в разрезе вертикальных сечений, фиксируются мощной (до 300 м) рудно-ореольной зоной и тяготеют к контакту вулcanoгенно-осадочной и карбонатной толщ. С запада распространение зоны контролируется Воронцовским разломом, за которым отмечаются лишь слабоконтрастные ореолы мышьяка и бария, отмеченные, в основном, в карстовых отложениях. Ранее было установлено, что в рудах месторождения присутствует органическое вещество (ОВ), характерное для руд объектов этого типа. Нами определено, что ОВ в рудах присутствует в тонкорассеянном состоянии в количестве, не превышающем 0.3 % в силикатных рудах и не более 1 % – в карбонатных [Азовскова и др., 2011; Ровнушкин и др., 2012]. Исследованное ОВ относится к одному типу и соответствует низшим-средним керитам, а степень его изменения сопоставима с фацией регионального эпигенеза, т.е. практически не выражена.

Авторами было проведено геологическое обследование одного из технологических уступов карьера месторождения, вскрытого в центральной части на горизонте +80 м и совпадающего в плане с разведочным профилем л. 48. Пробоотбор осуществлялся точечным способом в контурах рудных тел. Пробоподготовка производилась согласно действующим отраслевым инструкциям. Анализ проводился методом ИСП-МС с предварительным прокаливанием материала навески. Общий объем выборки составил 23 пробы.

Анализ данных распределения содержаний элементов по профилю показал, что в местах локальных дислокаций, фиксируемых визуальными зонами повышенной милонитизации и катаклаза либо породами дайкового комплекса, наблюдаются стабильно повышенные концентрации Au, Tl, Pb, As, В и Cd. Такие зоны характеризуются значительным падением содержаний Mo, Sb и W. Отмечено, что рудные тела, выделяемые на объекте исключительно по данным опробования, в пределах профиля сосредоточены часто в зонах развития известковистых брекчий, самих по себе являющихся структурами повышенной проницаемости.

По результатам статистической обработки геохимических данных нами была построена корреляционная диаграмма с использованием коэффициента ранговой корреляции Спирмена, как наиболее приемлемого для небольших выборок с логнормальным распределением значений (рис.). Диаграмма показывает, что геохимический спектр руд месторождения, в целом, отвечает традиционному набору элементов руд карлинского типа, отличаясь своими специфическими особенностями, связанными, скорее всего, с многостадийным и многофакторным характером оруденения. Наиболее тесные корреляционные связи ($r > 0.75$) проявляют две группы элементов Cu–Be–Sc–V–Ti–Sb–W–Li–Ag–B–U–Th–Re–Ir и Tl–Se–As–Zn–Ba–Sn–Te–(Bi), причем обратная корреляция между элементами этих групп также сильна ($r > 0.5$).

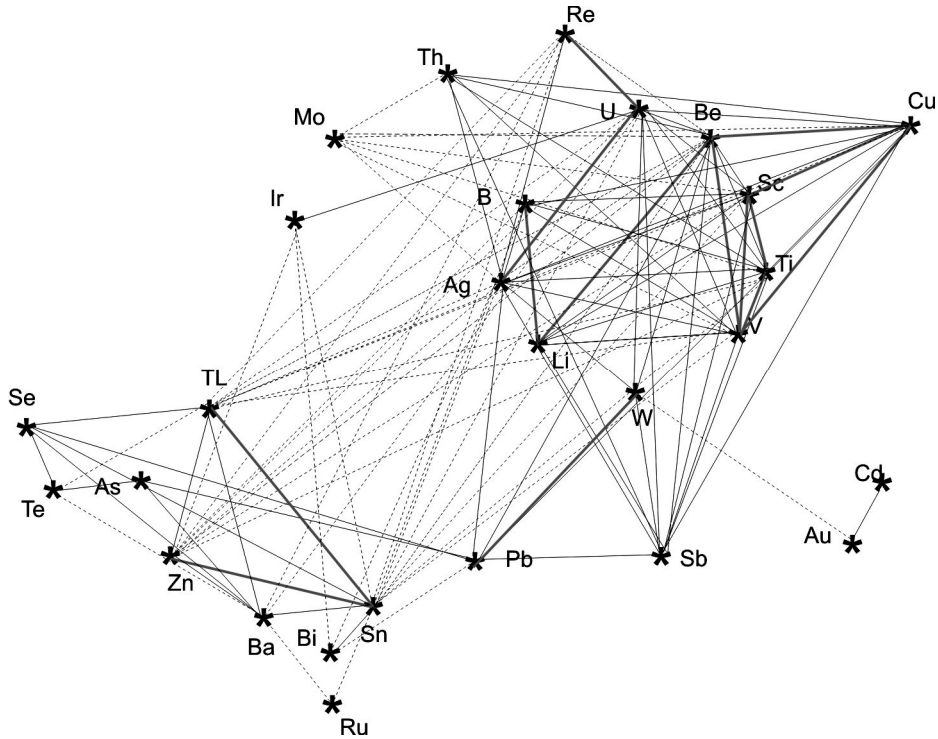


Рис. Диаграмма ранговой корреляции элементов рудных образований Воронцовского месторождения (по данным ИСП-МС анализа, $n = 23$).

Серым подняты связи с теснотой $r > 0.75$; черным – с теснотой $r 0.5–0.75$; пунктиром – с обратной связью теснотой $r 0.5$ и выше.

Накопление геохимических данных по объекту в дальнейшем позволит более полно охарактеризовать геохимическую специализацию различных типов руд, что будет способствовать формированию одного из поисковых критериев для объектов этого специфического для Урала типа месторождений.

Работа выполнена при поддержке программы ОФИ № 12-5-032-СГ «Рассеянное органическое вещество руд Воронцовского месторождения (Северный Урал)».

Литература

Азовскова О. Б., Ровнушкин М. Ю., Корякова О. В., Янченко М. Ю. Органическое вещество в рудах и вмещающих породах Воронцовского месторождения // Ежегодник-2010. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 46–51.

Константинов М. М. Золоторудные месторождения типа Карлин и критерии их выявления // Руды и металлы. № 1. 2000. С. 70–76.

Ровнушкин М. Ю., Азовскова О. Б. Органическое вещество брекчированных руд Воронцовского месторождения // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 190–194.

Ровнушкин М. Ю., Азовскова О. Б., Главатских С. П. Возможности электронной микроскопии в исследовании органического вещества в рудах (на примере Воронцовского месторождения) // Ежегодник-2011. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 252–254.

А. А. Рассолов¹, С. Ю. Степанов¹, А. А. Золотарев²

*¹ – Национальный минерально-сырьевой университет «Горный»,
г. Санкт-Петербург
alextri@list.ru*

² – Санкт-Петербургский государственный университет

Минералогия платины аллювиальных отложений, генетически связанных с Нижнетагильским массивом ультраосновных пород
(научный руководитель В. Г. Лазаренков)

История добычи платины на Нижнетагильском массиве насчитывает почти два века. Первые работы были связаны с промывкой россыпей, а коренное месторождение платины было открыто лишь в конце 19 века и впервые описано А. А. Иностранцевым, а затем А. П. Карпинским. Вскоре было вскрыто гнездо хромитита в Соловьевом логу, разработки которого впоследствии выросли до масштабов шахты, получившей название Господской.

Нижнетагильский массив занимает площадь около 50 км². С запада, севера и юга массив окружен ордовикскими и силурийскими вулканогенными породами основного состава. Контакт массива с вулканогенными толщами тектонический. Массив имеет овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении [Иванов, 1997], и характеризуется зональным строением, выраженным в том, что центральная часть массива сложена дунитами, а периферия – клинопироксенитами.

Нами были исследованы зерна и зернистые агрегаты минералов платины с различных участков аллювиальных отложений рек Бобровка, Сисимка, Рублевик и россыпей Крутого лога. Для аллювиальной платины характерно нахождение в виде небольших самородков. Если платина была перенесена на большие расстояния, то ее зерна сильно окатаны и приобретают изометричные очертания. Если перенос был незначительным, то платина сохраняет морфологию, свойственную для коренных образований в хромитовых жилах. В таких самородках отмечается большое количество отрицательных форм в виде отпечатков минералов (рис. 1а, см. вкладку, с. 160), слагающих породы массива (хромшпинелид, оливин). Отдельно стоит отметить ранее необнаруженные поверхности одновременного роста минералов платины и хромита (рис. 1б), представляющие собой отпечаток зерна хромшпинелида в платине со ступенчатой поверхностью, возникшей в процессе одновременной кристаллизации. Часто присутствуют остатки зерен хромита в самородках из россыпей, имеющих октаэдрическую форму. Платина россыпей Рублевика, Соловьева и Крутого логов перенесена на малое расстояние, о чем свидетельствует схожесть ее морфологических особенностей с платиной из хромититов (рис. 1в). Напротив, зерна платины из россыпей Бобровки и Сисимки претерпели значительный перенос, о чем свидетельствует изометричная окатанная форма и практически полное отсутствие на минералах поверхности включений зерен хромита и оливина, а также их отпечатков (рис. 1г).

Химический состав платины был определен микронзондовым анализом. При статистической обработке данных определены три отдельные ассоциации минералов по содержанию МПГ. В первой группе МПГ составляют 73.07–78.54 %, во второй 78.54–84.01 % и в третьей – 84.01–89.48 %. В первой ассоциации были выявлены тетраферроплатина (Pt_{0.98}Rh_{0.02})(Fe_{0.84}Cu_{0.12}Ni_{0.04}), туламинит Pt(Fe_{0.57}Cu_{0.48}Ni_{0.01}) и ферроникель-

платина ($Pt_{0.95}Ir_{0.05}$)($Fe_{0.57}Ni_{0.34}Cu_{0.09}$) (табл.). Во второй установлена железистая платина ($Pt_{1.91}Ir_{0.09}$)₂($Fe_{0.89}Cu_{0.08}Ni_{0.02}$). Изоферроплатина ($Pt_{2.65}Ir_{0.31}Rh_{0.04}$)₃($Fe_{0.95}Cu_{0.03}Ni_{0.02}$) относится к третьей ассоциации. Отдельно были рассмотрены минералы тугоплавких платиноидов и соединения, содержащие серу и мышьяк: холлингвортит ($Rh_{0.84}Ir_{0.11}Pt_{0.05}Pd_{0.01}$)_{1.01} $As_{0.96}S_{1.04}$, иридосмин ($Ir_{0.59}Os_{0.24}Pt_{0.07}Ru_{0.06}Rh_{0.03}Fe_{0.02}$) и самородный иридий ($Ir_{0.86}Rh_{0.04}Pt_{0.03}Fe_{0.07}$).

Т а б л и ц а

Химический состав наиболее распространенных МПГ из россыпей, генетически связанных с породами Нижнетагильского массива (мас. %)

| № | Название | Pt | Fe | Cu | Ni | Os | Ir | Ru | Pd | Rh | As | S |
|---|--------------------|-------|-------|-------|------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|
| 1 | Тетраферроплатина | 79.82 | 10.44 | 1.49 | 0.65 | 0.00 | 5.67 | 0.41 | 0.17 | 1.34 | 0.00 | 0.00 |
| 2 | Туламинит | 75.44 | 11.99 | 10.22 | 0.53 | 0.00 | 0.00 | 0.86 | 0.00 | 0.92 | 0.00 | 0.00 |
| 3 | Никельферроплатина | 75.20 | 13.82 | 0.00 | 7.78 | 0.00 | 3.11 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| 4 | Самородный иридий | 2.33 | 2.7 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 91.68 | 0.00 | 0.00 | 1.87 | 0.00 | 0.00 |
| 5 | Иридосмин | 7.48 | 0.57 | 0.00 | 0.00 | 23.53 | 63.59 | 3.21 | 0.00 | 1.61 | 0.00 | 0.00 |
| 6 | Изоферроплатина | 87.30 | 11.49 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.61 | 0.00 | 0.60 | 0.00 | 0.00 |
| 7 | Холлингвортит | 5.51 | 0.28 | 0.20 | 0.00 | 0.80 | 9.05 | 0.42 | 1.07 | 37.71 | 31.67 | 13.29 |

Пр и м е ч а н и е. Анализы выполнены на электронном микроскопе-микроанализаторе CamScan MV 2300, аналитик В. Ф. Сапега.

Для рентгеноструктурного анализа на монокристалльном дифрактометре Stoe IPDS II с геометрией Гандольфи (MoK $_{\alpha}$ -излучение) были отобраны зерна платиноидов с химическим составом, отвечающим тетраферроплатине, туламиниту, железистой платине и изоферроплатине. От исследуемых образцов получены пики, соответствующие самородной платине (плоскости с наибольшей интенсивностью отражения {111}, {220} и {200}), изоферроплатине ({110}, {111}, {220}, {200}, {222}), тетраферроплатине и туламиниту. Наибольшей относительной интенсивностью обладают пики тетраферроплатины и изоферроплатины. Стоит отметить, что в самородках, которые по данным микронзондового анализа содержат железистую платину, помимо пиков тетраферроплатины, изоферроплатины и туламинита появляются пики, отвечающие самородной платине. Из этого можно сделать вывод, что железистая платина – это самородная платина, имеющая пространственную группу Fm3m, но с меньшим содержанием платины. С учетом классификационных особенностей ММА не следует выделять железистую платину как отдельный минеральный вид, а считать это соединение разновидностью самородной платины. Стоит отметить отсутствие пиков минералов тугоплавких платиноидов во всех исследуемых самородках, а учитывая тот факт, что в каждом из них по данным микронзондового анализа присутствовали Ir, Os, Ru, составляя первые проценты, можно сделать вывод, что данные металлы платиновой группы находятся в виде изоморфных примесей в минералах платины.

Отмечена неоднородность внутреннего строения самородков, особо ярко проявленная в образцах из аллювия р. Рублевик и из отложений Крутого Лога. В центральных частях некоторых зерен, обычно представленных изоферроплатиной или тетраферроплатиной, имеются выделения сложной формы самородного иридия, а в платине обнаруживаются полосы или участки, сложенные иридосмином. Краевые части минералов или их агрегатов часто сложены туламинитом (рис. 1д) или никельферроплатиной. Также в краевых частях самородков редко можно наблюдать вкрапленность сульфоарсенидов металлов платиновой группы, к примеру, холлингвортита (рис. 1е). Самородки из Бобровки или верховой Сисимки имеют однородное строение, и для них отмечается повышенное содержание платины.

Сравнивая самородки из различных аллювиальных россыпей, можно заключить, что зерна изоферроплатины с р. Бобровки и тетраферроплатины с р. Сисимки являются примером процессов обогащения минералов Pt за счет выноса Ni, Cu и, возможно, Fe по мере передвижения в россыпи в связи со значительным удалением точек отбора проб от коренных источников. Отсутствие зон туламинита или никельферроплатины в изоферроплатине наиболее вероятно связано с истиранием первых по мере механической обработки зерен при переносе. В связи с незначительным переносом, зерна платиноидов в россыпях р. Рублевик сохраняют особенности морфологии и химического состава с небольшими изменениями, характерные для минералов платины хромититового типа платиноидных месторождений. Высока вероятность того, что детальное изучение этих самородков будет во многом способствовать в решении вопросов, связанных как с формированием минералов платины в хромититах, так и с условиями развития хромититовой минерализации в целом.

Таким образом, были получены данные об изменении морфологии самородков платины и их химического состава в зависимости от дальности переноса, а для определенных соединений удалось установить параметры кристаллической решетки. Одним из главных результатов является вывод об отсутствии в россыпях железистой платины, которая представляет собой изоферроплатину или тетраферроплатину с различным содержанием Pt. Минерал с пространственной группой Fm3m распространен незначительно и в рамках ММА не может выделяться как минеральный вид, а должен относиться к самородной платине. Впервые отмеченные поверхности одновременного роста платины и хромита являются весомым доказательством их сингенетичности, следовательно, исследуя минералы платины, есть возможность установить генетические особенности хромититовых систем минералообразования Нижнетагильского массива ультраосновных пород.

Литература

- Бетехтин А. Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.; Л.: АН СССР. 1935. 148 с.
- Генкин А. Д.* Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве // Геология рудных месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.
- Заварицкий А. Н.* Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с.
- Иванов О. К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский университет, 1997. 488 с.
- Age T., Volchenko Y. et al.* Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Ural, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones // Society of Economic Geologists. 2005. Vol. 100. P. 707–732.

Malitch K., Thalhammer O. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study // Canadian Mineralogist. 2002. Vol. 40. P. 395–418.

С. Г. Прудников, Ю. В. Бутанаяев

Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,

г. Кызыл

prudnikov_s@inbox.ru

Сравнительная характеристика россыпного и коренного золота для целей прогнозирования золотого оруденения на территории Ойна-Харальского золотоносного района (Тува)

Рудоносно-рудовмещающая толща Ойна-Харальского золотоносного района сложена рифейскими вулканогенно-осадочными образованиями харальской свиты (RF₃(?)hr). Рифейские стратифицированные образования на востоке ограничены Бий-хемским плутоном таннуольского интрузивного комплекса ($\gamma\delta\epsilon_{2-3t}$) габбро-гранодиорит-плагиогранитной формации и прорваны субвулканическими дайками и малыми интрузиями диабазов и диабазовых порфиритов раннего девона. На площади таннуольский комплекс представлен Конопской интрузией диоритов. Рифейские отложения метаморфизованы, причем метаморфизм усиливается в направлении с запада на восток по мере приближения к гранитоидному массиву от эпидот-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболитовой фации [Рудные..., 1981].

Главным полезным ископаемым Ойна-Харальского района является золото, добыча которого из россыпей ведется с начала XX века. В отработанной террасовой россыпи р. Харал добыто 5 т, в долинах рек О-Хем, Ойна и Демиржи совокупная добыча россыпного золота составила более 2.5 т. Однако крупные золоторудные объекты, питающие россыпи, не выявлены. Известное золотое и золото-серебряное оруденение локализовано в кварцевых жилах, сульфидизированных метасоматических кварцитах и кварц-полевошпатовых метасоматитах в толще графитистых сланцев и относится к золото-сульфидно-кварцевому рудно-формационному ряду, представленному золото-сульфидно-углеродистой, золото-кварцевой, и золото-сульфидной формациями. Наиболее высокими содержаниями золота характеризуются метасоматические кварциты (до 10 г/т в рудопроявлении Мозгалевском), меньшими – кварцевые жилы, пиритизированные породы (зоны сульфидизации) и графитистые сланцы [Рудные..., 1981].

Золото-сульфидно-углеродистая формация прожилково-вкрапленных руд в углеродистых сланцах характеризуется сравнительно низким, но устойчивым средним содержанием золота. Проявления золота связаны с сульфидизированными и окварцованными графитистыми сланцами, основным носителем золота в которых является пирит. Содержание золота в углеродистых сланцах изменяется от 74 до 92 мг/т, серебра — от 0.11 до 1.9 г/т. Золото сланцев пылевидное, высокопробное (910 ‰) и ртутистое [Лебедев и др., 2002].

Золото-кварцевая формация разделяется на две структурно-морфологические субформации: метасоматические залежи и кварцевые жилы. Субформация метасома-

тических залежей по вещественному составу пород объединяет несколько групп метасоматических образований: метасоматические кварциты (встречаемость золота – 27.7 %, содержание – до 10 г/т); магнетитсодержащие кварциты (22 %, до 1 г/т); окремненные кислые эффузивы (31.2 %, до 0.9 г/т); кварц-альбитовые породы пиритизированные (14.2 %, до 1 г/т); эпидотизированные породы (12.5 %, 0.002–0.02 г/т); кварц-полевошпатовые и полевошпатовые жилоподобные метасоматиты (47 %, 0.001–0.02 г/т). Характерно развитие рассредоточенной золото-сульфидной минерализации в метасоматитах, что определяет возможность промышленного использования метасоматитов в качестве руд на золото.

Субформация кварцевых жил представлена кварцевыми, кварц-карбонатными и карбонатными жилами, широко распространенными в районе. Кварцевые жилы встречаются в терригенных, вулканогенных и субвулканических, гидротермально-метасоматически преобразованных породах и зонах дизъюнктивных нарушений. Выделяются два типа кварцевых жил: согласные и секущие. Жилы первого типа преобладают, они залегают согласно со сланцеватостью рифейских отложений. Нередко они смяты в мелкие складки совместно с вмещающими породами, будинированы. Мощность жил обычно не превышает 30 см, но иногда достигает 1–1.5 м. Протяженность – первые десятки метров. Большинство кварцевых жил и прожилков 1-го типа не содержит рудного вещества. Встречается редкая вкрапленность пирита. Золотоносность незначительна.

Золото-кварцевые жилы второго типа пространственно тяготеют к экзоконтактным зонам небольших штокообразных тел гранитоидов таннуольского комплекса и связанным с ними жильным телам диоритов. Свойственно большое разнообразие морфологического строения. Рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, галенитом. Встречаемость золота – 12.4 %, содержание – от 0.002 до 16 г/т при средних содержаниях 0.3–0.5 г/т. В золотоносных жилах отмечается повышенное содержание Ag (до 0.1 %), Cu (до 1 %), Pb (0.2–3 %) и Zn (0.1 %). Золото-кварц-серебряные жилы относятся к низкотемпературным (с галенитом, халькопиритом, сфалеритом), кристаллизуются на поздних стадиях минералообразования. Минерализация данного типа характеризуется формированием прожилково-жильных тел среди метасоматических кварцитов. Золото представлено практически непрерывным рядом минеральных видов – от высокопробного до электрума и серебра (акантита).

Карбонатные и кварц-карбонатные жилы мощностью 20–30 см приурочены к метапиритам и метатуфам харальского комплекса. Рудные минералы представлены пиритом, реже – арсенипиритом, халькопиритом. Встречаемость золота – 14 %, содержание не более 1 г/т.

К золото-сульфидной формации относятся зоны сульфидной минерализации, приуроченные к участкам дробления, рассланцевания и гидротермальной переработки вулканогенно-осадочных образований рифея и обычно совпадают с проявлениями золото-кварцевой формации. Золотоносность пиритизированных пород сравнительно невысокая (0.006–0.2 г/т, изредка до 2 г/т). Выделения самородного золота не обнаружены. В то же время химическим анализом мономинерального пирита устанавливается присутствие золота до 0.1–0.3 г/т. Это позволяет предполагать нахождение золота в пирите в виде субмикроскопических выделений.

С целью прогноза коренного золотого оруденения по питаемым им россыпям проведена сравнительная характеристика золота из россыпей р. Харал с установленными точками минерализации.

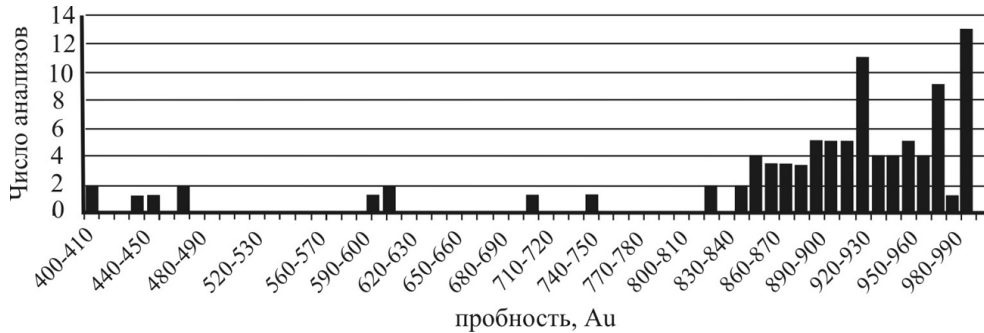


Рис. 1. Обобщенная гистограмма пробности золота по коренным источникам бассейна р. Харал.

Золото из коренных источников. Особенности состава самородного золота из известных коренных источников в бассейне р. Харал показаны на обобщенной гистограмме пробности (рис. 1). Пробность золота характеризуется большим разбросом значений в интервале 400–990 ‰. По пробности самородное золото бассейна р. Харал разделено на 5 разновидностей: 1) электрум (400–740 ‰) – 12 %; 2) средней пробности (800–840 ‰) с повышенным содержанием ртути (от 3.07 до 14.37 мас. %) – 9 %; 3) непрерывный модуль средней-высокой пробы (850–990 ‰) – 79 % с двумя ярко выраженными пиками высокопробного золота – 910–920 ‰ (10 %) и 960–990 ‰ (23 %).

Пробность золота из кварцитов рудопроявления Мозгалевого характеризуется большим разбросом пробности в интервале 400–990 ‰. При этом выделяются один пик 900–950 ‰ (35 %) и четыре равноценных по объему модуля: 400–460 ‰ и 689 ‰ (электрум) – 16 %; 800–840 ‰ – 13 %; 860–890 ‰ – 19 %; 960–990 ‰ – 13 %.

Самородное золото из кварцевых жил – самое высокопробное (среднее – 910 ‰) и имеет три максимума – 830–860 ‰ (31 %), 890–920 ‰ (23 %) и 940–990 ‰ (46 %). Основная часть золота приходится на интервал пробности с двумя максимумами: 830–860 ‰ (31 %) и 940–990 ‰ (46 %). Таким образом, можно сказать, что имеется трехмодальное распределение пробности. Самородное золото из кварцевых жил золото-серебряного типа, представленное жилами рч. Сумасшедшего, отличается от вышеописанного большим разбросом значений: от 450 до 960 ‰. При этом выделяются единичные замеры 450 и 578 ‰ – 20 % (электрум) и два модуля: 820–860 ‰ (40 %) и 920–960 ‰ (30 %).

Золото россыпей. Особенности состава самородного золота из россыпи р. Харал показаны на обобщенной гистограмме пробности (рис. 2). При среднем значении 822 ‰ пробность имеет большой разброс значений от 562 до 960 ‰. По величине пробы отчетливо выделяются 5 разновидностей: 1) электрум (562, 640–710 ‰) – 8 %; 2) низкой пробы (720–780 ‰) – 20 %; 3) средней пробы (780–840 ‰) – 26 %; 4) средней пробы (840–900 ‰) – 29 %; 5) высокопробное золото (900–960 ‰) – 17 %. Основная часть золота (92 %) приходится на непрерывный ряд 720–960 ‰.

Анализ гистограмм вариаций пробности показывает, что на исследуемом участке россыпи от увала Шорлуг («головка» россыпи) до увала Степановского («хвост» россыпи) количество коренных источников золота последовательно увеличивалось. В россыпь привносилось, в основном, более низкопробное серебристое золото (560–730 ‰) и, в меньшем количестве, более высокопробное (920–960 ‰). Если гистограмма

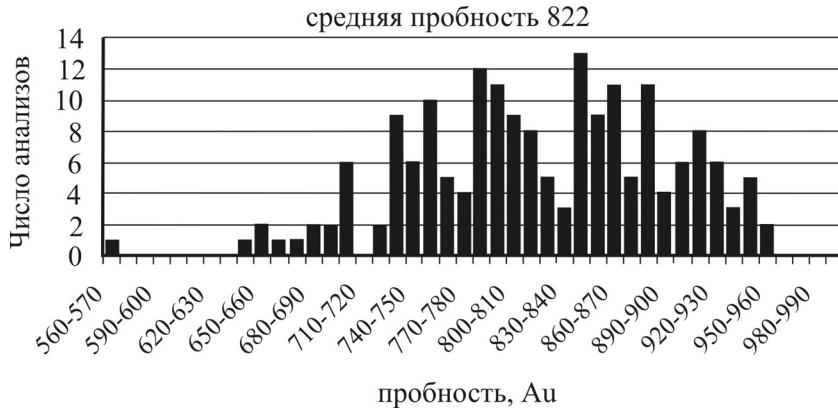


Рис. 2. Обобщенная гистограмма пробности золота по россыпи Харал.

увала Шорлуг достаточно компактна с разбросом значений пробности в 90 ед., включая крайние единичные значения и один максимум (820–840 ‰), то на растянутой гистограмме увала Конопка наблюдается большой разброс значений от 680 ‰ и три пика (730–760, 790–820 и 900–960 ‰). На увале Степановском разброс значений составляет от 560 до 950 ‰ с максимумами 700–740, 770–810, 840–870 и 920–950 ‰. Все золото россыпи серебристое, причем средние содержания серебра увеличиваются в направлении от «хвоста» к «головке» россыпи (в среднем, от 18.09 до 23.60 мас. %), также как и средняя пробность (от 780 ‰ на ув. Степановском до 798 ‰ на ув. Богатом и 854 ‰ на ув. Шорлуг).

Итак, самородное золото россыпи р. Харал наследует особенности от известных золоторудных проявлений. Золото как россыпей, так и коренных источников характеризуется очень большим разбросом значений пробности – от 400 до 990 ‰. Распределение золота имеет полимодальный характер, что свидетельствует о наличии нескольких генераций самородного золота. Развито пять генераций самородного золота: весьма высокопробная (960–990 ‰), высокопробная (900–960 ‰), среднепробная (780–900 ‰), низкопробная (720–780 ‰) и низкопробная золото-серебряная (400–720 ‰).

Золото россыпи в целом менее высокопробное относительно золота коренных месторождений (табл.). Наблюдается отчетливая корреляция россыпей и коренных источников по генерации низкопробного серебристого золота (400–720 ‰) – 8 и 12 % соответственно. Такое распределение, видимо, объективно отражает долю участия коренных источников золото-серебряного типа в питании россыпей. Основная часть россыпного золота приходится на интервал пробности 720–840 ‰ (46 %). Здесь корреляция с коренным золотом полностью отсутствует в интервале 720–780 ‰ и слабо выражена в интервале 780–840 ‰ – 9 %.

Хорошая корреляция доли коренного и россыпного золота наблюдается в интервале 840–900 ‰ (21 и 29 % соответственно). Далее доля высокопробного золота в коренных источниках повышается до 35 % в интервале 900–960 ‰, снижаясь до 23 % в интервале 960–990 ‰. Доля высокопробного золота в россыпях, наоборот, снижается до 17 % до 0 соответственно.

Таким образом, основным россыпеобразующим золотом россыпи р. Харал является генерация 720–840 ‰ (46 %), которая совместно с генерацией 840–900 ‰ составляет

**Сравнительная характеристика самородного золота
из россыпей и коренных источников**

| Тип источника | Распределение золота по интервалам пробыности, % | | | | | |
|---------------|--|---------|---------|---------|---------|---------|
| | 400–720 | 720–780 | 780–840 | 840–900 | 900–960 | 960–990 |
| Россыпь | 8 | 20 | 26 | 29 | 17 | 0 |
| Коренное | 12 | 0 | 9 | 21 | 35 | 23 |

75 % в балансе россыпного золота района. Именно эта генерация практически не установлена в проанализированных золотилах из коренных источников. Наблюдаемая обратная корреляция говорит о поступлении золота в россыпь из неустановленных в районе коренных источников – либо из верхних, более богатых, съэродированных горизонтов рудных тел, либо из источников другого формационного типа.

Анализ геодинамического развития Харальского золоторудного района и сравнительный анализ типоморфных особенностей россыпного и коренного золота позволил авторам отнести золотое оруденение района к обширному экзогенно-эндогенному классу полигенно-полихронных месторождений, образующих конвергентный ряд от осадочных и гидротермально-осадочных до гидротермально-плутоногенно-метаморфогенных. Выделяются две главные геолого-генетические группы рудопроявлений, подразделяемые на формационные типы: 1) полигенно-полихронные в вулканогенно-осадочных и углеродисто-терригенных комплексах: золото-сульфидные жильково-вкрапленные и золото-сульфидно-углеродистые формации; 2) динамотермально-гидротермально-метаморфогенные: золото-кварцевые жильно-штокверковые(?) и золото-кварц-серебряные жильные формации. Рудогенерирующую (или рудообразующую) роль в районе сыграл Бийхемский плутон таннуольского интрузивного комплекса.

Литература

Лебедев В. И., Лебедева М. Ф., Ойдуп Ч. К., Черезова О. И. Благородные металлы в черносланцевых толщах Восточной Тувы // Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии. Геоэкология природной среды и общества (научные труды ТувИКОПР СО РАН), Кызыл, Тув ИКОПР СО РАН, 2002. С. 16–30.

Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 200 с.

Р. В. Кужугет, Я. В. Фетисов, А. А. Монгуш

*Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл
rkuzhuget@mail.ru*

Рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла, Западная Тува

Алдан-Маадырский золоторудный узел (АМЗУ) приурочен к области сочленения каледонид Центрально-Саянской зоны (метатурбидиты), Хемчикско-Куртушибинской преддуговой зоны (офиолиты и олистостромы V₂–С₁ фундамента, карбонат-

но-терригенные отложения E_2-S чехла) и герцинид Центрально-Тувинской зоны (магматические, вулканогенно-осадочные и осадочные образования Тувинского рифтогенного прогиба).

Золоторудный узел расположен в западном окончании Хемчикско-Куртушибинской золотоносной зоны на левобережье р. Хемчик между урочищем Эдегей (на западе) и устьем р. Ак-Суг (на востоке), протягивается с запада на восток на 60 км при ширине 20 км (рис., см. вкладку, с. 161). Рудные объекты в основном сосредоточены в 45-км узкой полосе шириной 5–7 км. Геологическими работами 1952–1976 гг. было выявлено несколько близко расположенных золоторудных проявлений (Улуг-Саирское, Хаак-Саирское Арысканское, Душкуннугское, Тожектыгхемское, Чедиханское и Ак-Дагское) золото-кварцевой формации [Рудные..., 1981]. Наиболее крупными из них являются Улуг-Саирское месторождение в конгломератах и Хаак-Саирское месторождение – в лиственитах.

В данной работе рассмотрены рудовмещающие породы Алдан-Маадырского золоторудного узла и их геолого-структурная позиция. Практическое значение выполненных исследований заключается в геолого-минералогическом обосновании перспективности оруденения на глубину.

В 2009–2010 гг. на Алдан-Маадырской площади поисковой партией ОАО «Красноярскгеолсъемка» проводились государственные поисковые работы на рудное золото (главный геолог Н. Б. Кононенко). По результатам этих работ наиболее перспективными признано Улуг-Саирское и Хаак-Саирское месторождение. Оценены прогнозные ресурсы золота месторождений (Улуг-Саирского – 20 т, Хаак-Саирского – 18 т) узла по категории P_2 (при среднем содержании золота 2 г/т до глубины 200 м), а также Душкуннугского рудопоявления по данным геохимии (10 т) и благоприятных для локализации золота площадей в пределах Аржанского, Тлангаринского и Ак-Сугского клиньев (25 т). Прогнозные ресурсы золота всего рудного узла по категории P_3 оценены в количестве 80 т [Кононенко, 2012ф].

В АМЗУ рудовмещающими являются ордовикские конгломераты осадочного чехла и листвениты в антиклинальных блоках фундамента Хемчикско-Сыстыгхемского прогиба, а также магматические комплексы, связанные с образованием Тувинского рифтогенного прогиба. Золоторудные тела представлены золото-турмалиново-кварцевыми и золото-сульфидно-кварцевыми жилами в конгломератах и лиственитах, а также лиственитами и березитами с наложенной золотой минерализацией. Березитизации подверглись кварцевые песчаники и алевролиты верхней подсвиты адыргашской свиты ($O_3^2 ad$) и дайки фельзит-порфиров I фазы баянкольского комплекса ($D_{2-3 bn}$). С уменьшением эрозионного среза меняется состав рудовмещающих пород – от лиственитов, образованных по основным и ультраосновным породам венд-кембрийского возраста, через ордовикские конгломераты и алевролиты к силурийским сланцам.

Рудовмещающие листвениты развиваются по осадочным и магматическим породам венд-кембрийского возраста, выходящим на поверхность в наиболее эродированных ядерных частях линейных антиклинальных и горстантиклинальных структур. Листвениты представлены мусковит-парагонит-кварц-карбонатными (зелеными) и кварц-карбонатными (серыми) лиственитами. Зеленую окраску лиственитам придает Cr-содержащие (до 0.80 мас. % Cr_2O_3) слюды ряда мусковит–парагонит.

Петрогеохимические и Nd изотопные данные по базальтам чингинской свиты на участке II Хаак-Саирского месторождения свидетельствуют о близости их состава к базальтам типа T-MORB (переходного от E- к N-MORB типу) и принадлежности их

к продуктам внутриплитного океанического магматизма [Монгуш и др., 2011]. Развитие лиственитов по натриевым базальтам способствовало образованию лиственитов с парагонитом.

Золоторудные объекты являются производными единого и сложного цикла девонской тектоно-магматической активизации, проявившейся внедрением малых интрузий и многочисленных даек разного состава баянкольского комплекса и постмагматических процессов лиственитизации, березитизации, турмалинизации.

Золотое оруденение приурочено к зоне Хемчикско-Куртушибинского глубинного разлома, в частности, к диагонально примыкающим к глубинному разлому узким линейным антиклиналям и горстантиклиналям субширотного простирания и секущим их разрывным нарушениям того же направления. Ядра линейных антиклиналей и горстантиклиналей сложены тектоническими пластинами, состоящими из V–Є известняков и серпентинитов, почти целиком превращенных в листвениты, базальтов высокотитанистого типа, габбро, песчаников. Рудовмещающие толщи интенсивно переработаны дизъюнктивной тектоникой вдоль линейных антиклинальных структур, что благоприятствовало формированию рудоносных зон лиственитизации и березитизации и насыщению их кварцево-жильными образованиями с золотой минерализацией.

Выделены следующие наиболее крупные, линейные рудоносные зоны в пределах золоторудного узла: Хаак-Саир–Акташская, Тожектыгхем–Душкуннугская и Акдагская. Наиболее рудоносная Хаак-Саир–Акташская зона вмещает Улуг-Саирское месторождение, Хаак-Саирское, Арысканское и Акдашское рудопоявления, имеет длину 30 км, ширину 1000 м, при этом перспективная на золото часть имеет ширину 200–300 м. Вторая по величине Тожектыгхем–Душкуннугская рудоносная зона имеет длину 25 км, ширину 700 м, перспективная на золото часть имеет ширину 100–200 м, Акдагская зона имеет длину 20 км, ширину 500 м (рис., см. вкладку, с. 161).

Заключение. Золоторудные объекты АМЗУ характеризуются линейным характером расположения. Наиболее перспективные объекты сосредоточены в ядерных частях узких линейных антиклиналей и горстантиклиней субширотного простирания с секущими их разрывными нарушениями того же направления. Эти структуры являются благоприятными для поисков рудного золота, в том числе на периферии рудного узла. Наиболее продуктивные уровни минерализации золота возможны на контакте лиственитов с базальными конгломератами ордовика в ядерных частях антиклиналей и горстантиклиналей (эффект экранирования). Выявленные к настоящему времени золото-кварцевые жилы в поле ордовикских и силурийских отложений следует рассматривать как надрудные образования, свойственные для месторождений золото-кварцевой формации.

Типоморфные особенности самородного золота, наличие электрума и ртутистых минералов Au и Ag в рудах Алдан-Маадырского золоторудного узла указывают на слабо эродированный, в целом, характер месторождений и рудопоявлений и на благоприятные перспективы продолжения оруденения на глубину до 500 м. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности изученных золото-кварцевых объектов данного золоторудного узла свидетельствуют о возможности выявления в пределах узла перспективных для освоения месторождений золота.

Авторы благодарны В.В. Зайкову за консультации и помощь в проведении исследований. Исследования выполнены при финансовой поддержке Гранта Председателя Правительства Республики Тыва для молодых учёных, Интеграционного (№ 98) и Экспедиционного Проектов СО РАН и УрО РАН.

Литература

- Рудные формации Тувы / Отв. ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1981. 201 с.
- Кононенко Н. Б. Ревизионные поисковые работы на рудное золото в пределах наиболее перспективных рудных узлов Республики Тыва. Отчет о результатах работ ОАО «Красноярскгеолсъемка». Красноярск. 2012ф. 252 с.
- Монгуш А. А., Кужугет Р. В., Дружкова Е. К. Особенности состава магматических пород и ^{40}Ar – ^{39}Ar данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 262–268.

Р. В. Кужугет, А. К. Хертек, А. А. Монгуш
Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл
rkuzhuget@mail.ru

Состав блеклых руд Хаак-Саирского золото-кварцевого месторождения, Западная Тува

Хаак-Саирское месторождение, открытое в 1953 г. геологами 21-й партии Дальней экспедиции ВСЕГЕИ В. М. Бондаревым и Г. М. Владимирским, представлено золотоносными жилами на площади $2 \pm 8 \text{ км}^2$. Месторождение расположено в центральной части Алдан-Маадырского золоторудного узла, приурочено к листовенитам в Аржанской горст-антиклинали, в ядре которой представлены океанические и островодужные V–С₁ комплексы [Рудные..., 1981; Монгуш и др., 2011]. На крыльях структуры они тектонически контактируют с ордовикскими и силурийскими конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами, смятыми в линейные изоклиналиные складки субширотного простираня [Зайкова, Зайков, 1969].

На месторождении выделяются пять участков развития золото-кварцевых жил среди листовенитов, эффузивов венда–нижнего кембрия и конгломератов, алевролитов и песчаников ордовика (рис.) Рудовмещающие породы представлены, главным образом, мусковит-парагонит-кварц-карбонатными (зелеными) и кварц-карбонатными (серыми) листовенитами, образованными по венд-кембрийским осадочным и магматическим породам. Оруденение локализовано в кварцевых жилах, приуроченных к центральным частям вытянутых широтных тел листовенитов.

Кварцевые жилы образуют систему параллельных прожилковых зон и жил, обычно приуроченных к центральным частям вытянутых тел листовенитов. Ранее на месторождении выявлено 26 кварцевых жил и 17 жильных зон [Васильев и др., 1977ф]. Жильные зоны представляют собой системы шириной 1–10 м и длиной 10–100 м, состоящие из прожилков мощностью до 40 см. Длина жил варьирует от 20 до 250 м, мощность – от 0.1 до 8 м. Жилы сложены молочно-белым, светло-зеленоватым, бледно-коричневатым халцедоновидным, тонкозернистым кварцем. Содержание Au в кварцевых жилах, по данным анализа бороздовых проб варьирует от 0.5 до 67 г/т, Ag от 8 до 80 г/т [Васильев и др., 1977ф]. Содержание Au в руде положительно коррелирует с содержаниями Sb, As, Pb, Ag, Zn, В и W [Кужугет и др., 2011]. По резуль-

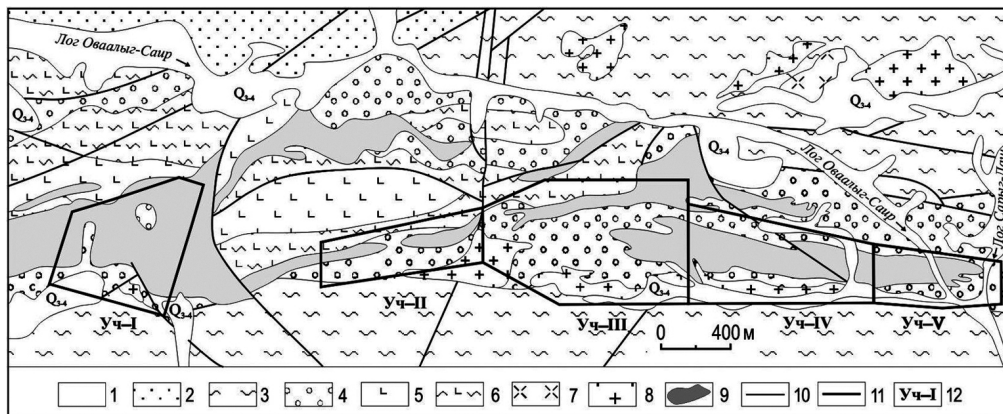


Рис. Схематическая геологическая карта Хаак-Саирского месторождения (по данным В. В. Зайкова и др. [1966] и Б. Д. Васильева и др. [1977ф] с добавлениями).

1–6 – осадочные отложения: 1 – четвертичные отложения (Q_{3-4}); 2 – красноцветные песчаники и алевролиты хондергейской свиты ($S_2-D_1hn_2$); 3 – алевриты чергакской свиты (S_{1-2cr}); 4 – расланцованные конгломераты, алевролиты, гравелиты и песчаники нижней под-свиты адырташской свиты (O_3^1ad); 5 – эффузивы, спилиты чингинской свиты ($V-E_1cn$); 6 – расланцованные эффузивы, спилиты чингинской свиты ($V-E_1cn$); 7–8 – интрузивные образования баянкольского комплекса (D_{2-3bn}): 7 – кварцевые и андезитовые порфиры II фазы, 8 – кварцевые, фельзит-, гранодиорит-, тоналит-порфиры, фельзиты, гранит-порфиры I фазы; 9 – листвениты и лиственитизированные породы; 10 – границы геологические; 11 – разрывные нарушения; 12 – участки Хаак-Саирского месторождения и их контуры: Уч-I – участок I, Уч-II – участок II, Уч-III – участок III, Уч-IV – участок IV, Уч-V – участок V.

татам поисково-оценочных работ на рудном узле поисковой партией ОАО «Красноярскгеолсъемка» прогнозные ресурсы Au по категории P_2 оценены в 18 т до глубины 200 м при среднем содержании Au 2 г/т [Кононенко, 2012ф].

На основе данных предшественников [Васильев и др., 1977ф; Рудные..., 1981] и собственных наблюдений, на Хаак-Саирском месторождении выделены следующие стадии минералообразования: допродуктивные – турмалиновая, I-турмалин-кварцевая, лиственитовая, пирит-кварцевая; продуктивные – золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевая, золото-ртутисто-кварцевая; пострудные – II-турмалин-кварцевая, карбонат-кварцевая и гипергенная. В рудах месторождения отмечается несколько минеральных ассоциаций, соответствующих последовательным стадиям минералообразования.

В первую продуктивную стадию образовались высокопробное золото → серебристое золото → Cu-содержащее серебристое золото → электрум. Вторая стадия включает высокопробное золото → ртутистое золото → ртутистый электрум → ртутистый кюстелит и → Au-содержащее ртутистое серебро.

Содержания рудных минералов в кварцевых жилах не превышают 7 %. Из рудных минералов преобладает железистый тетраэдрит, а на участке V – железистый теннантит-тетраэдрит. Блеклые руды наряду с другими сульфидами – арсенопиритом, халькопиритом и галенимом, являются распространенными минералами месторождения. Блеклые руды в кварцевых жилах отлагались на первой продуктивной (золото-сульфосолюно-сульфидно-кварцевой) стадии в ассоциации с кварцем, галенимом, сфалеритом, арсенопиритом, бурнонитом, халькопиритом, золотом, электрумом,

Си-содержащим золотом, гесситом, борнитом и ялпаитом. Самородное золото в виде тонких вкраплений встречается в железистом тетраэдрите и железистом теннантит-тетраэдрите.

Состав блеклых руд определялся на растровых электронных микроскопах (предел обнаружения содержаний элементов-примесей – 0.01 мас. %) РЭММА-202М (Институт минералогии УрО РАН, аналитик В. А. Котляров) и MIRA LM (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, аналитики Н. С. Карманов и Р. В. Кужугет).

В кварцевых жилах участков I–III и V Хаак-Саирского месторождения минералогическими и электронно-микроскопическими исследованиями установлены железистый теннантит, железистый теннантит-тетраэдрит, железистый тетраэдрит, серебристый тетраэдрит, аргентотетраэдрит, аргентотеннантит-тетраэдрит.

Железистый теннантит часто наблюдается в кварцевой жиле № 1 участка V в ассоциации с железистым теннантит-тетраэдритом, железистым аргентотеннантит-тетраэдритом, халькопиритом, золотом и галенитом. Средний состав ($n = 2$) железистого теннантита (мас. %): Cu 42.11, Zn 1.43; Fe 7.54, As 18.59, Sb 0.87, Bi 1.33, S 27.46, формула (здесь и далее формулы блеклых руд рассчитаны на 29 атомов): $Cu_{9.92}(Zn_{0.33}Fe_{2.02})_{2.35}(As_{3.71}Sb_{0.11}Bi_{0.10})_{3.92}S_{12.81}$.

Железистый теннантит-тетраэдрит распространен на участке V. На участке I минерал обнаружен в жиле № 5 в ассоциации с арсенопиритом, высокопробным золотом и аргентотеннантит-тетраэдритом. Средний состав ($n = 2$) железистого теннантит-тетраэдрита в мас. %: Cu 37.95, Ag 2.18, Zn 1.29, Fe 6.13, Mn 0.18, Co 0.11, Ni 0.16, As 8.45, Sb 17.68, S 25.72; формула – $(Cu_{9.55}Ag_{0.32})_{9.87}(Zn_{0.32}Fe_{1.75}Mn_{0.05}Ni_{0.04} \times Co_{0.03})_{2.19}(As_{1.80}Sb_{2.32})_{4.12}S_{12.82}$.

Железистый тетраэдрит распространен на участках I–II и III. Основное количество золота на месторождении отлагалось вместе с железистым тетраэдритом. Для последнего характерен следующий состав ($n = 4$) в мас. %: Cu 37.41, Ag 0.43, Zn 1.79; Fe 5.45, Mn 0.26, Ni 0.06, Co 0.08, As 2.88, Sb 26.04, S 25.33, формула – $(Cu_{9.66}Ag_{0.07})_{9.73}(Zn_{0.45}Fe_{1.60}Mn_{0.07}Ni_{0.02}Co_{0.02})_{2.17}(As_{0.63}Sb_{3.51})_{4.14}S_{12.96}$.

Серебристый тетраэдрит редок, в основном, встречается железистый тетраэдрит с содержаниями Ag до 5 мас. %. Состав серебристого тетраэдрита в мас. %: Cu 25.65, Ag 22.76, Zn 0.93; Fe 5.14, As 3.80, Sb 19.96, S 21.69, формула – $(Cu_{7.26}Ag_{3.80})_{11.07}(Zn_{0.27}Fe_{1.65})_{1.94}(As_{0.91}Sb_{2.95})_{3.86}S_{12.16}$.

Средний состав *аргентотетраэдрита* в мас. %: Cu 8.37, Ag 40.96, Zn 1.13; Fe 5.06, Mn 0.20, Co 0.04, As 4.12, Sb 18.58, S 20.86, формула – $(Ag_{7.43}Cu_{2.57})_{10} \times (Zn_{0.34}Fe_{1.77}Mn_{0.07})_{2.18}(As_{1.07}Sb_{2.99})_{4.07}S_{12.76}$. Средний состав *аргентотеннантит-тетраэдрита* в мас. %: Cu 5.20, Ag 50.05, Zn 0.99; Fe 3.91, As 6.88, Sb 12.54, S 20.57, формула – $(Ag_{9.17}Cu_{1.62})_{10.47}(Zn_{0.30}Fe_{1.38})_{1.68}(As_{1.82}Sb_{2.04})_{3.86}S_{12.68}$.

При замещении блеклых руд гипергенными минералами в их каемке формируются колломорфные концентрически-скорлуповатые микротекстуры, характеризующиеся чередованием полосок различной окраски (ритмичная структура замещения) шириной от 2 до 100 мкм. Часто блеклые руды дислоцированы и разбиты трещинами, в этом случае в трещинах образованы агрегаты ковеллина либо халькозина. При деструкции блеклых руд с богатым содержанием Ag (Ag-содержащего тетраэдрита, аргентотетраэдрита, аргентотеннантит-тетраэдрита) в гипергенных условиях образованы акантит, серебро, иодиды Ag и Cu.

Таким образом, на Хаак-Саирском месторождении блеклые руды представлены минералами группы теннантит–тетраэдрита, их железистыми и серебристыми разновидностями. В железистом тетраэдрите обнаружено Ag до 5 мас. %, в серебристом

тетраэдрите – до 22.76 мас. %, аргентотетраэдрите – до 40.86 мас. %, аргентотеннантит-тетраэдрите – до 50.05 мас. %. Серебристые разности блеклых руд широко развиты в наименее эродированном участке V.

Авторы благодарны В. В. Зайкову за помощь в проведении исследований. Исследования выполнены при финансовой поддержке Гранта Председателя Правительства Республики Тыва для молодых учёных и экспедиционных грантов Президиума СО РАН.

Литература

Васильев Б. Д., Дружков В. П., Красиков А. И., Боярко Г. Ю. Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы. Заключительный отчет ТувГРЭ КГУ. Кызыл, 1977. 337 с.

Зайков В. В., Куликов С. С., Онуфриева (Зайкова) Е. В. Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья Хемчик–Ак-Суг. Кызыл, 1966. 340 с.

Зайкова Е. В., Зайков В. В. О золотом оруденении в Западной Туве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.

Зайков В. В., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. и др. Алдан-Маадырская золоторудная зона на западном фланге Саяно-Тувинского разлома // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН, 2009. С. 123–127.

Рудные формации Тувы / Отв. ред. В. А. Кузнецов. Новосибирск. Наука, 1981. 201 с.

Кононенко Н. Б. Ревизионные поисковые работы на рудное золото в пределах наиболее перспективных рудных узлов Республики Тыва. Отчет о результатах работ ОАО «Красноярскгеолсъемка». Красноярск, 2012. 252 с.

Кужугет Р. В., Монгуш А. А., Мелекесцева И. Ю., Котляров В. А. Морфология и геохимия самородного золота Хаак-Саирского месторождения (Западная Тува) // Геология Западного Забайкалья: материалы всероссийской молодежной конференции. Улан-Удэ: БГУ, 2011. С. 81–85.

Монгуш А. А., Кужугет Р. В., Дружкова Е. К. Особенности состава магматических пород и ^{40}Ar – ^{39}Ar данные о возрасте базитовых даек Алдан-Маадырской золоторудной зоны (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 262–268.

Н. Н. Анкушева^{1, 2}, Р. В. Кужугет³

*¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
ankusheva@ilmeny.ac.ru*

² – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

*³ – Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН,
г. Кызыл*

Условия формирования золото-кварцевых жил рудопроявления Душкуннуг (Западная Тува) по результатам изучения флюидных включений

В работе представлены результаты исследований флюидных включений в золотоносном кварце Душкуннугского рудопроявления, расположенного в южной части Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува. Рудопроявление было открыто Е. В. Ону-

фриевой (Зайковой) [Зайкова, Зайков, 1969]. Зона вмещает несколько золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений в конгломератах и алевролитах, лиственитах, березитах и риолитах, которые приурочены к субширотным узким антиклинальным зонам, рассеченным разломами северо-восточного простирания. Ранее нами были получены данные по температурам образования, составу и солёности растворов объектов Алдан-Маадырской зоны в осадочных породах, лиственитах и березитах. Целью данного исследования стало определение условий формирования золото-кварцевых жил Душкуннугского золото-березитового рудопроявления.

Душкуннугское рудопроявление расположено в низовьях одноименного лога на левобережье р. Хемчик в южном крыле Акдагской антиклинальной структуры, сложенной серицит-глинистыми сланцами и рассланцованными алевролитами нижнечергакской подсвиты силура. Оруденение приурочено к березитизированной дайке риолитов (кварцевых порфиров) мощностью в среднем 1.1 м и длиной 5 км I фазы баянкольского комплекса (D_{2-3bn}), секущей силурийские сланцы. Золото-кварцевые лестничные жилы мощностью в раздувах до 30 см, в среднем, 15–20 см пересекают дайку и реже – силурийские алевролиты. По данным пробирного анализа бороздовых проб, содержания Au составляют 0.1–37.2 г/т, Ag – 15.4–72.6 г/т.

Материал для исследования (обр. ДШ-3-1) был отобран Р. В. Кужугетом из лестничной кварцевой жилы мощностью 15 см, секущей дайку риолитов. Кварц в жиле слабокавернозный, полупрозрачный, белый. Золото образует тонкие вкрапления размером до 0.9 мм в кварце в ассоциации с хлоритом и чеховичитом ($Bi_2Te_4O_{11}$). Золото образует трещинно-прожилковые, дендритоидные, комковидно-ветвистые агрегаты и редкие изометричные кристаллы с комбинацией форм куба и октаэдра либо с преобладанием октаэдра. Поверхность золотин шагреневая и мелко-ямчатая, ямчато-бугорчатая, иногда ровная. Часто золото сростается с хлоритом. Состав золота в образце (мас. %): Au 85.75–93.15, Ag 6.92–13.24, Cu 0.01–0.08, Hg 0.00–0.24, Te 0.00–0.04.

Флюидные включения в кварце изучались методами криометрии и термометрии [Борисенко, 1977; Реддер, 1987]. Подготовка препаратов с включениями (прозрачно-полированные шлифы, толщина 0.2–0.3 мм) производилась в шлифовальной мастерской Института минералогии УрО РАН (г. Миасс). Микротермометрические исследования проводились в лаборатории термобарогеохимии ЮУрГУ (г. Миасс) в микробиотермокамере THMSG-600, Linkam, позволяющей измерять температуры фазовых переходов в интервале температур –196 до 600 °С, с использованием микроскопа OLYMPUS. Гомогенизация включений происходила в жидкую фазу. Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений составляет ± 0.1 °С в интервале температур –20...+80 °С и ± 1 °С за пределами этого интервала. Концентрации солей в растворе оценивались по температуре плавления льда в пересчете на систему $H_2O-NaCl$ по данным [Bodnar, Vityk, 1994]. Фазовый состав солевых систем определялся по данным [Борисенко, 1977]. Обработка результатов измерений выполнена в программе STATISTICA 6.1.

Микроскопически кварц – белый, в тонком сколе прозрачный, среднезернистый. Флюидные включения размером до 10 мкм наблюдаются в светлых, прозрачных изометричных зернах, располагаются группами по 2–3 включения, не связаны с трещинами в минерале. Изучались двухфазные включения, состоящие из прозрачной светлой жидкости и газового пузырька. При нормальных условиях (25 °С) газовый пузырек занимает до 20 % объема включения.

Температуры эвтектики фиксируют следующие солевые системы (24 определения): $NaCl-KCl-H_2O$ ($T_{эвт} -23.1...-23.9$ °С), $MgCl_2-NaCl-H_2O$ и $FeCl_2-H_2O$ ($T_{эвт} -$

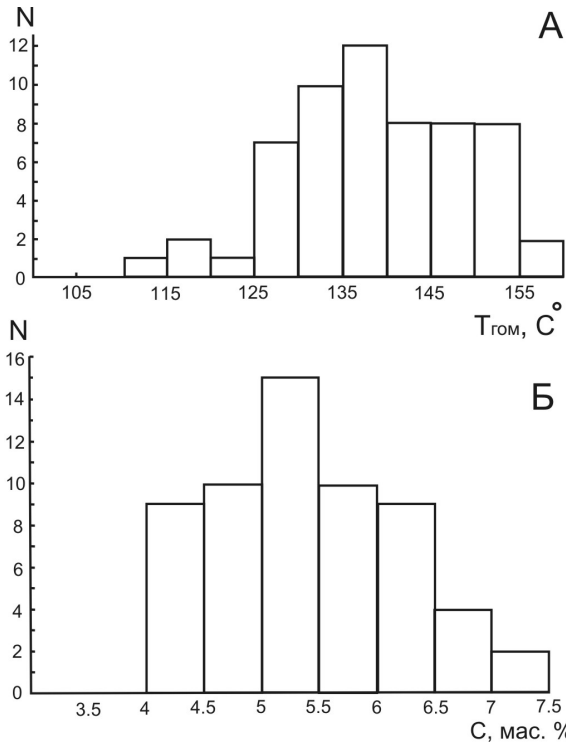


Рис. 1. Гистограммы распределения температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$, °C) (А) и концентраций солей (С, мас. %) (Б) во флюидных включениях в кварце Дуушкунныгского рудопроявления.

35.1...–35.7 °C) и $\text{FeCl}_3\text{--H}_2\text{O}$ ($T_{\text{эвт}}$ –36.0...–36.7 °C). Интервал значений концентраций солей в пересчете на NaCl составил 4.1–7.5 мас. % (60 определений) с пиком 4–6.5 мас. %. Температуры гомогенизации составили 110–160 °C с пиком 125–155 °C (60 определений) (рис. 1). Зависимость между температурами гомогенизации и солёностью не наблюдается.

По значениям солёности кварц Дуушкунныгского рудопроявления сходен с кварцем Арысканского месторождения, жилами верхней алевролитовой толщи и жилой с серебристым

золотом в конгломератах Улуг-Саирского месторождения (рис. 2). По температурам гомогенизации включений, а также сложному составу растворов полученные значения

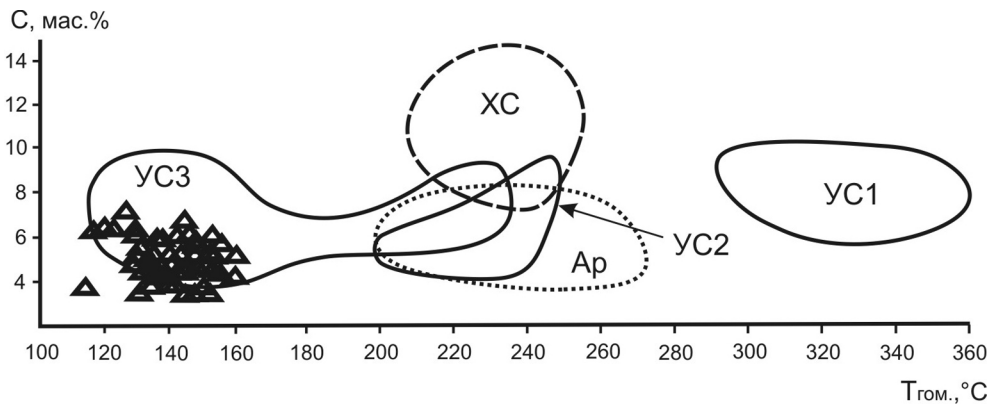


Рис. 2. Соотношение температур гомогенизации ($T_{\text{гом}}$, °C) флюидных включений и концентраций солей в растворах (С, мас. %) в кварце Дуушкунныгского рудопроявления.

Поля месторождений Алдан-Маадырской зоны: XC – Хаак-Саирское месторождение [Melekestseva et al., 2011]; UC – Улуг-Саирское месторождение: UC_{1,2} – Au-турмалин-кварцевые жилы в нижней конгломератовой толще; UC₁ – жила № 18 с высокопробным золотом, UC₂ – жила № 4 с серебристым золотом [Анкушева, Зайков, 2009]; UC₃ – Au-турмалин-кварцевые жилы в верхней алевролитовой толще (жила № 33 и «Пиритовая») [Анкушева и др., 2012]; Ap – Арысканское месторождение [Анкушева, Кужугет, 2012].

для душкуннугского кварца совпадают с таковыми для кварца из жил верхней толщи Улуг-Саирского месторождения. Сложный состав растворов с участием солей магния и железа может быть обусловлен влиянием растворов магматического происхождения [Бортников, 2006].

Таким образом, Душкуннугское рудопроявление, которое залегает стратиграфически выше остальных объектов Алдан-Маадырской гидротермальной системы, характеризуется наименьшими температурами формирования золоторудного кварца, что, скорее всего, отражает остывание гидротермальных растворов по мере их продвижения к поверхности. В целом, для объектов Алдан-Маадырской гидротермальной системы установлена тенденция уменьшения температур минералообразования от нижних уровней (от 360 °С в конгломератовой толще Улуг-Саирского месторождения [Анкушева и др., 2012]) к верхним (до 120 °С, Душкуннугское рудопроявление).

Авторы благодарят И. Ю. Мелекесцеву, В. В. Зайкова (ИМин УрО РАН, г. Миасс) за консультации в ходе работ и помощь в обсуждении результатов работы и А. А. Монгуша (ТувИКОПР СО РАН, г. Кызыл) за помощь в полевых работах. Исследования проведены при поддержке грантов РФФИ (№ 11-05-00187) и председателя правительства Республики Тыва для молодых ученых и интеграционного проекта СО-УрО РАН (№ 98).

Литература

- Анкушева Н. Н., Зайков В. В.* Условия формирования золото-кварцевых жил Улуг-Саирского месторождения (Западная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–2009. Модели рудообразования и оценка месторождений. Миасс: ИМин УрО РАН. С. 127–131.
- Анкушева Н. Н., Кужугет Р. В.* Условия формирования кварца из жил Арысканского золото-кварц-березитового месторождения (Западная Тува) по данным изучения флюидных включений // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 213–217.
- Анкушева Н. Н., Мелекесцева И. Ю., Зайков В. В., Котляров В. А.* Физико-химические параметры флюидов при формировании Улуг-Саирского золоторудного месторождения (Западная Тува) // Уральская минералогическая школа-2012. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. С. 21–23.
- Борисенко А. С.* Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.
- Бортников Н. С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах с тектонически активных зонах // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Зайкова Е. В., Зайков В. В.* О золотом оруденении в Западной Тыве, связанном с девонским магматизмом // Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969. С. 72–76.
- Реддер Э.* Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир, 1987. 560 с.
- Bodnar R. J., Vityk M. O.* Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions // Fluid inclusions in minerals: methods and applications. Pontignana-Siena, 1994. P. 117–130.
- Melekestseva I., Ankusheva N., Zaykov V. et al.* Formation conditions of the Khaak-Sair and Sarytash gold deposits in listvenites, Western Tuva: evidences from fluid inclusions // International Symposium “Large Igneous Provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny”. Irkutsk: IEC SB RAS, 2011. P. 162–165.

И. Ю. Мелекестева¹, С. Г. Кряжев², В. В. Зайков¹, Н. Н. Анкушева^{1,3}

*¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
melekestseva-irina@yandex.ru*

² – ФГУП ЦНИГРИ, г. Москва

³ – Южно-Уральский государственный университет, филиал в г. Миассе

Состав флюидов золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны, Западная Тува

Введение. Золоторудные объекты Алдан-Маадырской зоны в Западной Туве в последнее время привлекают к себе внимание как производственных, так и академических организаций. С одной стороны, это связано с растущим спросом на золото и истощающимися запасами крупных месторождений. С другой стороны, эти объекты представляют собой уникальный «полигон» для изучения процессов формирования золоторудных месторождений, залегающих в различных породах, но локализованных в единой структуре.

Ранее были проведены термо- и криометрические исследования флюидных включений в кварце золотоносных жил и определен изотопный состав кислорода в кварце месторождений всех типов (см. статьи в сборниках «Металлогения древних и современных океанов–2009, 2012»). Было установлено, что флюидные включения в кварце разных месторождений содержат достаточно однотипные щелочно-хлоридные водные растворы переменной солености (от 3 до 14 мас. % NaCl-экв), а температуры гомогенизации включений изменяются от 340 до 110 °С. Узкие вариации изотопного состава кислорода кварца ($\delta^{18}\text{O} +17.0\dots+17.7\%$) указывают на единый источник водной фазы рудообразующих растворов и вероятную связь оруденения с гранитоидным магматизмом. Целью данной работы явилось определение химического состава рудообразующих флюидов методом валового анализа флюидных включений в кварце.

Месторождения Алдан-Маадырской золоторудной зоны расположены в зоне Саяно-Тувинского разлома. Золото-кварцевые жилы с сульфидами и турмалином залегают среди лиственитов (Хаак-Саирское), конгломератов и алевролитов (Улуг-Саирское) и березитов (Арысканское) [Рудные..., 1981]. Для исследований были использованы образцы кварца, в которых ранее были обнаружены и изучены относительно крупные флюидные включения.

Методика исследований. Валовый анализ включений в кварце выполнен по единой методике [Кряжев и др., 2006], что обеспечивает корректность сравнения результатов, полученных для разных месторождений. Отобранные под бинолупой номинеральные фракции кварца (класс $-0.5+0.25$ мм) массой 0.5–1 г были очищены азотной кислотой, затем – электролитически в потоке воды. Включения вскрывали термическим способом при 400 °С; выделившиеся газы (H_2O , CO_2 и CH_4) анализировали газовым хроматографом (Agilent 6890). Затем реактор с декрепитированной пробой заливался очищенной водой и помещался в ультразвуковую ванну. Содержания анионов в водной вытяжке определялись ионной хроматографией (ЦВЕТ-3000), содержание катионов и микроэлементов – методом ICP MS (Elan-6100). Содержание HCO_3^- рассчитывалось по балансу. Для исключения влияния матрицы делали повторную («холостую») вытяжку, результаты анализа которой вычитали из первой.

Результаты исследований представлены в таблице. Рудообразующие флюиды золоторудных месторождений Алдан-Маадырской зоны характеризуются сложным многокомпонентным составом. Во включениях установлены не только все компоненты, присущие золотоносным рудообразующим растворам (Na, K, Ca, Mg, Rb, Cs, Li, Sr, Ba, B, As, Sb, Cu, Pb, Cd, Ge), но также и широкий ряд элементов (Au, Ag, Mo, W, Co, Ni, Cr), которые валовым анализом фиксируются в редких случаях [Кряжев и др., 2008]. В следовых количествах находятся только Zn, Bi, Sn, Hg и Tl.

Т а б л и ц а

**Средние содержания флюидных компонентов
в кварце золоторудных месторождений**

| Компонент | XC (4) | YC (4) | A (1) | Компонент | XC (4) | YC (4) | A (1) |
|-----------------------------------|--------|--------|-------|------------------------------|--------|--------|-------|
| Главные компоненты, мг/кг кварца | | | | Микроэлементы, мкг/кг кварца | | | |
| H ₂ O | 871 | 1955 | 1544 | Li | 4.0 | 3.8 | 5.4 |
| CO ₂ | 127.0 | 114.3 | 37.0 | Rb | 1.2 | 1.0 | 1.2 |
| CH ₄ | 0.21 | 0.11 | 0.30 | Cs | 0.3 | 0.4 | 0.7 |
| Cl | 0.91 | 6.48 | 6.59 | Sr | 56.0 | 57.0 | 97.2 |
| HCO ₃ ⁻ | 14.0 | 25.0 | 56.0 | Sb | 9352.7 | 18.2 | 0.0 |
| Na | 4.08 | 13.51 | 21.34 | Ge | 0.1 | 0.1 | 0.2 |
| K | 0.78 | 0.69 | 0.81 | Cu | 1.3 | 178.6 | 73.3 |
| Ca | 2.29 | 0.45 | 2.68 | Cd | 2.8 | 0.2 | 0.3 |
| Mg | 0.35 | 0.14 | 0.69 | Pb | 43.6 | 0.3 | 0.3 |
| B | 0.92 | 0.48 | 0.32 | Au | 0.08 | 0.07 | 0.16 |
| Ba | 1.13 | 0.37 | 0.54 | Ag | 2.8 | 0.1 | 4.8 |
| As | 0.69 | 0.16 | 0.16 | Mo | 8.2 | 3.1 | 4.5 |
| Мольные отношения | | | | W | 19.4 | 1.9 | 0.0 |
| CO ₂ /H ₂ O | 0.06 | 0.02 | 0.01 | Co | 0.2 | 0.1 | 0.7 |
| CO ₂ /CH ₄ | 223 | 370 | 44 | Ni | 2.9 | 7.6 | 2.2 |
| Cl/HCO ₃ ⁻ | 0.11 | 0.45 | 0.21 | Cr | 0.5 | 0.0 | 1.4 |
| B/Cl | 3.22 | 0.24 | 0.15 | Mn | 9.5 | 16.9 | 54.2 |
| Na/Cl | 6.9 | 3.2 | 4.9 | Fe | 35.9 | 4.3 | 28.7 |

Примечание. Анализы выполнены в ЦНИГРИ, аналитик Ю. В. Васюта. Месторождения: YC – Улуг-Саирское, XC – Хаак-Саирское, A – Арысканское. В скобках – число анализов.

По результатам анализа корреляционных связей между компонентами флюида, можно выделить три группы элементов, которые, вероятнее всего, находятся в разных генерациях флюидных включений (рис. 1, 2).

К первой группе относятся Cl и Na, основное количество которых поступает в вытяжку из включений водно-солевого раствора, на что указывает сильная положительная корреляция указанных элементов с количеством воды в кварце.

Вторую группу составляет триада B–As–Sb, которая обнаруживает сильную отрицательную корреляцию с элементами первой группы. Природу выявленной закономерности пока трудно интерпретировать однозначно, возможно, она отражает процесс

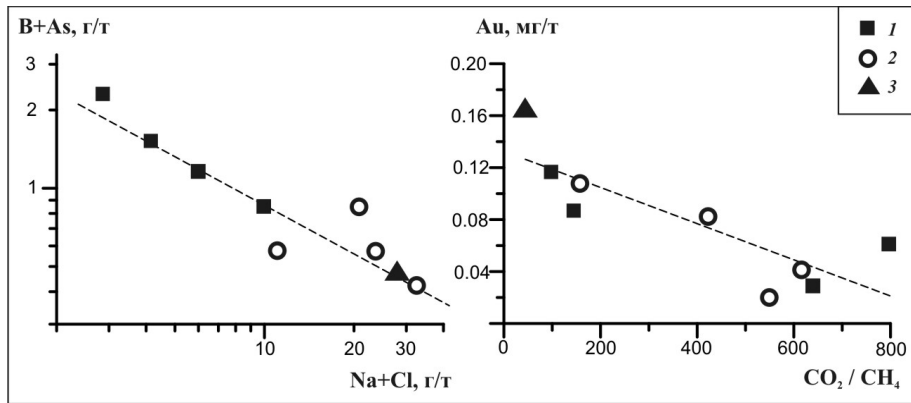


Рис. 1. Примеры зависимостей между компонентами флюида.
Месторождения: 1 – Хаак-Саирское, 2 – Улуг-Саирское, 3 – Арысканское.

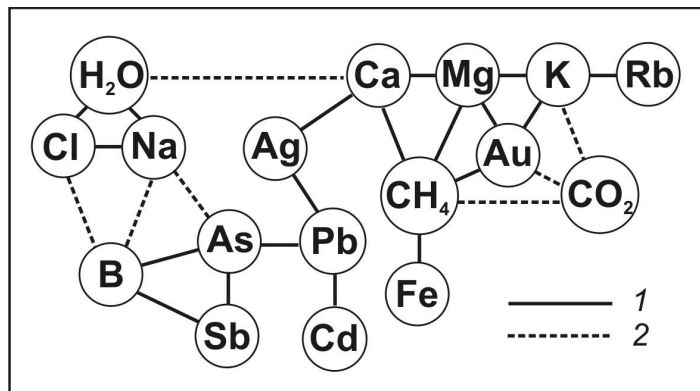


Рис. 2. Общая структура основных корреляционных связей между компонентами флюида.
Связи: 1 – положительная, 2 – отрицательная.

смешения флюидов различного состава в рудообразующих системах. Важно отметить, что рассматриваемая корреляционная связь (как и большинство других) проявлена как в пределах каждого месторождения, так и при рассмотрении Алдан-Маадырской зоны в целом (см. рис. 1). Данный факт является еще одним свидетельством однотипности гидротермальных рудообразующих систем рассматриваемых месторождений.

В третью группу входят K, Mg, Ca и углеродсодержащие газы. Именно с данными компонентами коррелируют содержания благородных металлов (Au и Ag), что позволяет предполагать определенную связь элементов третьей группы с рудообразованием. Например, корреляция между содержанием Au и степенью окисленности флюида (отношением CO₂/CH₄) может указывать на то, что окисление служило одной из причин рудоотложения.

Сравнительный анализ полученных данных позволяет отметить следующие особенности флюидов каждого из месторождений. Относительное содержание газовой фазы (отношение CO₂/H₂O), косвенно отражающее давление и, соответственно,

уровень эрозионного среза рудообразующей системы, закономерно возрастает в западном направлении и максимально на Хаак-Саирском месторождении. Здесь же во флюидных включениях отмечалось присутствие фазы жидкой углекислоты.

Хаак-Саирское месторождение выделяется повышенными содержаниями широкого ряда элементов во флюиде (As, B, Sb, Pb, Cd, W, Mo). Здесь же отмечаются следы Bi, Zn, Hg. Эта особенность согласуется с присутствием в жилах и лиственитах блеклых руд, турмалина, аксинита, галенита, сульфоарсенидов, висмутина, киновари, шеелита [Васильев и др., 1975ф]. Высокие концентрации Cu во флюиде Улуг-Саирского месторождения можно сопоставить с широким развитием халькопирита в кварцевых жилах. Повышенные концентрации HCO_3^- , K, Ca, Mg, Mn и Sr в кварце Арысканского месторождения, возможно, отражают процессы березитизации, проявившиеся на этом объекте.

Выводы. Результаты валового анализа флюидных включений в кварце показали, что золотоносные кварцевые жилы месторождений Алдан-Маадырской зоны, залегающих в различных породах, были сформированы при участии сходного многокомпонентного метан-углекислотно-водного флюида, содержащего щелочные и щелочноземельные металлы. Главные различия между сравниваемыми объектами заключаются в содержании элементов-примесей (B, Ba, As, Sb, Cd, Pb, Mo, W, Mn, Cu), которые отражают минералогические особенности месторождений.

Авторы благодарят Г. А. Третьякова за участие в обсуждении результатов. Работы выполнены при поддержке гранта РФФИ № 11-05-00187.

Литература

Васильев Б. Д., Дружков В. П., Красиков А. И., Боярко Г. Ю. Ревизионно-оценочные работы на золото в Алашском и Эйлиг-Хемском районах Западной Тувы: Заключительный отчет ТувГРЭ КГУ. Кызыл, 1977ф. 337 с.

Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Использование метода ICP MS при анализе рудообразующих флюидов // Вестник МГУ. Серия 4. Геология, 2006. № 4. С. 30–36.

Кряжев С. Г., Прокофьев В. Ю., Васюта Ю. В. Геохимические особенности включений в кварце золоторудных месторождений по данным анализа водных вытяжек методом ICP MS // Мат. XIII Междунар. конф. по термобарогеохимии и IV симпозиума APFIS. М.: ИГЕМ РАН, 2008. Т. 1. С. 30–33.

Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука, 1981. 201 с.

Е. Е. Паленова

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
palenova@mineralogy.ru*

Вмещающие породы рудопроявления золота Красное (Бодайбинский рудный район) (научный руководитель Е. В. Белогуб)

Бодайбинский рудный район расположен в знаменитой Ленской золотоносной провинции (Патомское нагорье), в пределах которой находится гигантское золоторудное месторождение черносланцевой формации Сухой Лог, а также ряд более мелких объектов. До сих пор не решенным является вопрос источника золота в этих

месторождениях, а также вклада седиментации, диагенеза, регионального и динамометаморфизма, гидротермальной и метасоматической деятельности в процессы рудогенеза. Поэтому изучение степени преобразования черносланцевых толщ Бодайбинского района является актуальным. Цель работы – характеристика пород золотоносной вачской свиты в пределах рудопроявления Красное, степени их метаморфических, метасоматических и гидротермальных преобразований.

В пределах Бодайбинского района выделены Кропоткинский (месторождения Сухой Лог, Высочайший) и Артемовский (месторождения Копыловское, Кавказ, рудопроявление Красное) рудные узлы. Рудопроявление Красное расположено в 15 км к северо-востоку от пос. Артемовский и в 75 км от г. Бодайбо на водоразделе ручьев Красный и Теплый, приурочено к шарниру так называемой Рудной антиклинали, имеющей субширотное простирание и сложное строение за счет дислоцированного северного крыла [Проект..., 2010ф]. В строении рудопроявления участвуют породы аунакитской (R_3au), вачской (R_3vc) и анангской (R_3an) свит. Золотоносными являются отложения вачской и, возможно, аунакитской свит. Магматические породы отсутствуют, ближайшие гранитные массивы Энгажимино-Витимский с юга, Джедоккарский с северо-востока и Чумаркойский с северо-запада расположены на расстоянии 40–50 км [Проект..., 2010ф]. В пределах рудного поля аномалии Au сопровождаются повышенными концентрациями Ag, As, Pb, в меньшей степени – Cu и Zn [Мартыненко и др., 1983ф]. Золотое оруденение приурочено к зонам рассеянной и линзовидной вкрапленности пирита, в меньшей степени, к кварцевым жилам и прожилкам с сульфидной минерализацией, второстепенными рудными минералами являются галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды, ковеллин. В настоящее время на рудопоявлении Красное компанией ООО «Красный» ведутся поисково-оценочные работы. Материалы для данного исследования были переданы сотрудниками ООО «Красный», а также отобраны при полевых работах из разведочных скважин, результаты изучения представлены в отчете по поисково-оценочным работам.

Рудовмещающая вачская свита мощностью 150–600 м в разрезе верхнего рифея–венда Бодайбинского синклиория является ярким маркирующим горизонтом за счет относительно однородного состава и повышенной углеродистости [Докембрий..., 1995]. В разрезе свиты выделяются верхняя и нижняя подсвиты. Нижняя подсвита (R_3vc_1), первый горизонт ($R_3vc_1^1$), сложена высокоуглеродистыми кремнистыми сланцами с прослоями темно-серых кварцитовидных песчаников. Второй горизонт ($R_3vc_1^2$) представлен черными высокоуглеродистыми филлитами и серицит-кварцевыми сланцами с редкими прослоями кварц-серицитовых песчаников. В пределах Верхней подсвиты (R_3vc_2) также выделяется два горизонта: первый горизонт ($R_3vc_2^1$), представленный переслаиванием темно-серых кварцитов и высокоуглеродистых филлитов и второй горизонт ($R_3vc_2^2$), сложенный черными высокоуглеродистыми филлитами и серицит-кварцевыми сланцами [Проект..., 2010ф]. В пределах рудопоявления Красное породы свиты смяты в антиклинальную складку, локально осложненную флексурами. Рудопоявление сложено углеродсодержащими кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, алевролитами, в меньшей степени, углеродистоглинистыми сланцами, а также участками тонкого переслаивания этих пород.

Кварцевые песчаники – серого, темно-серого до черного цвета, массивной, редко сланцеватой текстуры, преимущественно мелкозернистой, реже средне- и крупнозернистой структуры. В породах наблюдаются линзы и прослои алевролитового состава, встречаются пачки тонкого градационного переслаивания песчаников и алевролитов с мощностью элементарных ритмов от 1 до $n \approx 10$ см. С поверхности

породы лимонитизированы за счет окисления железистых карбонатов и пирита. Встречаются интенсивно окварцованные породы. Содержание углеродистого вещества составляет 2–3 %, может достигать 5 %.

Содержание обломочного материала 25–60 об. %. Обломки окатаны, реже слабоокатаны, имеют размер 0.1–0.5 мм, редко до 2 мм (в тонкозернистых песчаниках 0.05–0.1 мм) и представлены кварцем с незначительной примесью мусковита, ортоклаза, редко альбита, а также литокластов слюдястых и кварцево-сланцевых алевролитов, углеродисто-глинистых сланцев, кварцевых агрегатов различной структуры. Обломки слабо замещаются цементом, наблюдается регенерация обломков кварца, вплоть до образования кварцевых гнезд с тенями первичной структуры породы. В качестве акцессорных аллотигенных минералов повсеместно встречается турмалин, который плеохроирует в коричневых или зеленовато-синих тонах, обрастает каемками регенерации, изредка встречается корродированный турмалин. Циркон, апатит, рутил редки. Отмечен новообразованный часто зональный, с включениями кварца или углеродистого вещества, флоренсит в виде хорошо ограненных бесцветных кристаллов с оранжевыми или желтоватыми пятнами, а также зерен неправильной формы.

Цемент базальный, поровый, слабо замещает обломки, представлен кварцем и серицитом в разных соотношениях, кварц в цементе перекристаллизован и образует каймы регенерации. Карбонат встречается в виде пойкилитовых зерен или кристаллов, иногда образует цемент прорастания и замещения, замещается псевдоморфозами гидроксидов железа. В цементе может присутствовать значительное количество новообразованных кристаллов рутила размером до 0.01 мм (до 15 об. %) и турмалина до 0.1 мм (до 1 об. %).

Кварцитовидные песчаники – среднекристаллические массивные породы, состоящие на 95 % из кварца и небольшого количества серицита, мусковита; в качестве акцессорных минералов встречаются турмалин, рутил, циркон, альмандин, сфен, эпидот. Содержание углеродистого вещества 1–3 %. Породы образованы при интенсивном окварцевании песчаников, при этом произошла регенерация обломков кварца, слюдястое вещество цемента вытеснилось на периферию с образованием порового цемента. Акцессорные минералы встречаются в виде кристаллов и окатанных зерен. Для турмалина характерно зональное распределение окраски и регенерация первично окатанных обломков. Железистые карбонаты образуют пойкилитовые метакристаллы размером до 0.7 мм и замещаются псевдоморфозами гидроксидов железа.

Алевролиты – темно-серые до черных породы, тонкозернистой структуры, массивной, сланцеватой, плейчатой, пористой текстуры. С поверхности лимонитизированы за счет окисления железистых карбонатов и пирита и осветлены в процессе выветривания углеродистого вещества. Количество углеродистого вещества высокое – 5–10 %. Основная ткань пород сложена тонкозернистым кварцем с примесью серицита, а также парагонита (до 15 %), тонкоиглочатого рутила (до 30 %), турмалина (до 7 %). Кварц может быть перекристаллизован до размера зерен 0.05 мм, при этом образуются линзы, просечки и прожилки, ориентированные согласно текстурному рисунку породы. Карбонат в алевролитах присутствует в виде ромбических метакристаллов с «изрезанными» краями, а также округлых или овальных выделений размером до 2 мм, иногда в виде мелких зерен или масс, ориентированных по сланцеватости и плейчатости. В карбонатах содержится углеродистое вещество и тени первичной текстуры породы, которая не нарушается вращением индивида. В качестве акцессорного минерала присутствует новообразованный флоренсит, образующий зо-

нальные кристаллы с треугольным и многоугольным сечением, чаще бесцветные, иногда с оранжевыми пятнами в параллельных николях. По границам пирамид роста расположены поры.

Углеродисто-глинистые сланцы встречаются значительно реже, чем алевролиты. Это темно-серые до черных породы тонкозернистой структуры, сланцеватой, неяснополосчатой, очковой текстуры. Содержание углеродистого вещества в породе достигает 10 %. Основная ткань сложена иллитом-2M1, а также парагонитом (до 80 %) с примесью кварца, рутила и турмалина. В породе наблюдаются редкие обломки кварца, иногда расположенные в виде отдельных линз и прослоев. Изредка встречаются линзы мусковита размером до 0.1 мм. В сланцах встречаются овальные или округлые метакристаллы карбоната с включениями углеродистого вещества, повторяющими и не нарушающими текстурный рисунок породы. Флоренсит встречается в виде хорошо ограненных кристаллов.

По результатам термогравиметрического анализа (дериватограф Q-1500D, аналитик П. В. Хворов) углеродистое вещество пород рудопроявления Красное неоднородно по составу. В ряде проб начало эффекта выгорания органического вещества приходится на 550–560 °С, максимум – на 680 °С, и также наблюдается плечо около 750–780 °С, что указывает на наличие двух структурных разновидностей графитоидов. Начало эффекта около 550 °С указывает на метаморфизм углеродистого вещества в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [Термический..., 1974]. По температурным эффектам можно предполагать наличие битумоидов типа антраксолита и шунгита. Количество углеродистого вещества в алевролитах по результатам пересчета кривой потери веса может достигать 6 мас. %. В отдельных пробах отмечены более низкие температуры выгорания органического вещества с максимумом эффекта при температурах 530–590 °С, началом при 490 °С и окончанием при 670 °С. Начало эффекта при 490 °С свидетельствует о низкоградном метаморфизме пород на стадии аспидных сланцев. Подобные температуры выгорания органики наблюдались в породах Продольного участка [Паленова и др., 2011б]. Расщепленный характер эффекта говорит о присутствии в породе двух разновидностей графитоидов. Косвенным доказательством метаморфизма зеленосланцевой фации является присутствие упорядоченной структурной разновидности иллита-2M1, в ряде образцов – парагонита-1M, что свидетельствует о достаточно высоких температурах и длительности их формирования.

Для пород рудопроявления Красное характерно высокое содержание турмалина, как обломочного происхождения (преимущественно в песчаниках), так и новообразованного (тонкоигльчатый турмалин в алевролитах, каймы регенерации вокруг обломочного), а также рутила. По данным [Проект..., 2010ф] в районе наблюдается изометричная аномалия бора, которую связывают с близлежащими (около 40–50 км) гранитными интрузивами, наличие турмалина в метаморфизованных породах объясняется процессами кислого метасоматоза, однако образование турмалина возможно и в процессах регионального метаморфизма. Метасоматическое происхождение имеют кристаллы железистого карбоната, отвечающие по составу доломиту и брейнериту, и метакристаллы пирита, обрастающие каймой волокнистого кварца. Результаты гидротермальной деятельности проявлены в виде жил и прожилков кварцевого, кварц-карбонатного, кварц-мусковитового, кварц-полевошпатового состава.

Таким образом, вмещающие породы рудопроявления Красное, представленные углеродсодержащими кварцевыми и кварцитовидными песчаниками, кварцевыми и серицит-кварцевыми алевролитами, в меньшей степени углеродисто-глинисты-

ми сланцами, метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации. При этом степень изменения углеродистого вещества различна, что, вероятно, связано с зональностью метаморфизма в пределах рудопроявления. Породы подвержены карбонатному и, возможно, кислотному метасоматозу, процессам динамометаморфизма и связанной с ним гидротермальной деятельности. В пределах Кропоткинского рудного узла расположены месторождения Копыловское и Кавказ, которые приурочены к углеродистым толщам более молодой догайбинской свиты. Они также метаморфизованы в условиях серицит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации, однако отличаются сравнительно большим распространением в разрезе углеродисто-глинистых сланцев и меньшим содержанием углеродистого вещества (в среднем 1–3 %) [Паленова, 2011а].

Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю Е. В. Белогуб за поддержку и ООО «Красный» за предоставленные материалы.

Литература

Докембрий Патомского нагорья / *А. И. Иванов, В. И. Лившиц, О. В. Первалов и др.* М.: Недра, 1995. 352 с.

Мартыненко В. Г., Верховин А. В., Сулов Н. А. Отчет о результатах детальных поисковых работ на рудное золото в пределах Артемовского рудного узла за 1981–83 гг. Фонды Бодайбинской ГРЭ. Иркутск, 1983ф.

Паленова Е. Е., Белогуб Е. В., Новоселов К. А., Котляров В. А. Вмещающие породы золоторудного месторождения Копыловское (Бодайбинский рудный район) // *Металлогения древних и современных океанов–2011.* Миасс: ИМин УрО РАН, 2011а. С. 169–173.

Паленова Е. Е., Белогуб Е. В., Новоселов К. А. Метаморфизм рудовмещающих толщ золоторудных месторождений Копыловское, Кавказ и Продольное (Бодайбинский рудный район) // *Мат. второй Всерос. научн.-практ. конф. «Минерагения северо-восточной Азии».* Улан-Удэ, 2011б. С. 123–124.

Проект на производство поисково-оценочных работ на рудное золото на участке «Красный» в 2011–2014 гг. ООО «Копыловский». Фонды ООО «Копыловский». Иркутск–Бодайбо, 2010ф.

Термический анализ минералов и горных пород / *В. П. Иванова, Б. К. Касатов, Т. Н. Крассавина, Е. Л. Розина.* Л.: Недра, 1974. 399 с.

А. А. Котов

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии,
минералогии и геохимии РАН, г. Москва
kotovaleksey@gmail.com*

Структурные особенности формирования Вернинского месторождения, Бодайбинский золоторудный район

В условиях современной экономической ситуации и конъюнктуры происходит переосмысление приоритетов в освоении Ленского золоторудного района с ориентацией на комплексное изучение золоторудных коренных месторождений и вовлечение современных методов поиска и разведки новых золоторудных объектов.

Бодайбинский район расположен в пределах мощного складчато-сдвигового пояса южного обрамления Сибирской платформы. Месторождения золота в его пределах приурочены к флексуобразным складкам и зонам рассланцевания пород хомолхинской и аунакитской свит (рифей–венд), обнаруживая строгий контроль минерализации складчато-сдвиговыми деформациями. Результаты изучения трещинно-разрывной структуры метасоматически измененных рудовмещающих терригенно-осадочных углеродистых пород из месторождений Сухой Лог, Голец Высочайший и Вернинское с жильной зоной Первенец свидетельствуют о параллельном развитии сдвиговых деформаций, рассланцевания и рудно-метасоматического процесса. Локальные градиенты давления в породах во время метасоматизма проявились в переротлении кремнезема из участков сжатия в приоткрывающиеся трещины кливажа и в гнезда.

В настоящее время Вернинское месторождение близко к крупным, если учесть оценки неподсчитанных и неразведанных запасов в слепом рудном теле, которое было к настоящему времени подсечено несколькими скважинами на глубине 250–550 м. Изучение месторождения необходимо для установления рудных ассоциаций и выявления особенностей формирования рудных тел, в том числе приуроченности к глубинным разломам и другим структурным элементам.

Месторождение расположено в пределах Байкальской складчатой системы, во внешней структурно-формационной зоне, и приурочено к центральной части Кропоткинского рудного узла. В строении рудного поля участвуют существенно терригенные отложения верхнепротерозойской осадочной толщи, представленные переслаивающимися песчаниками, алевролитами и филлитами. В структурном плане месторождение представляет собой ассиметричную, запрокинутую на юг, сжатую складку, осложненную разрывными нарушениями, среди которых наиболее широко развиты субширотные, представленные зонами сближенных кулисообразно расположенных разрывов мощностью 15–20 м. Также крылья антиклинали осложнены многопорядковой складчатостью, широко развитой трещиноватостью, будинажем, осевым и слоевым кливажем (рис.).

Месторождение представлено двумя геолого-промышленными типами золотого оруденения: кварц-сульфидным прожилково-вкрапленным и кварцево-жильным. Прожилково-вкрапленное оруденение локализовано в трех рудных зонах, приуроченных к зонам смятия в наиболее деформированном участке антиклинали. В настоящее время идет отработка 1-ой и 2-ой рудных зон. Рудная зона № 3 – скрытая, ее верхи подсечены несколькими скважинами на глубине 250 м. Наиболее крупной из вскрытых рудных зон является зона № 1, залегающая в крыле антиклинали. Рудовмещающими породами являются ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты и сланцы третьей пачки нижней подсвиты аунакитской свиты, подстилаемые горизонтом известковистых песчаников. Содержание сульфидов в центральной части зоны составляет 3–5 %, на флангах их количество уменьшается вследствие ослабления интенсивности зоны смятия и смены литологического состава пород. Нижняя граница зоны, проходящая над горизонтом известняков, контрастная, в то время как верхняя – постепенная.

Сульфидная минерализация на месторождении представлена преимущественно пиритом и арсенопиритом, которые широко развиты в виде крупных кристаллов и их сростков. Выделяются три главные разновозрастные группы сульфидной минерализации. К первой относят тонко- и мелкозернистый глобулярный пирит, образующий широко распространенные послойные скопления и реже субмикроскопическую вкрап-

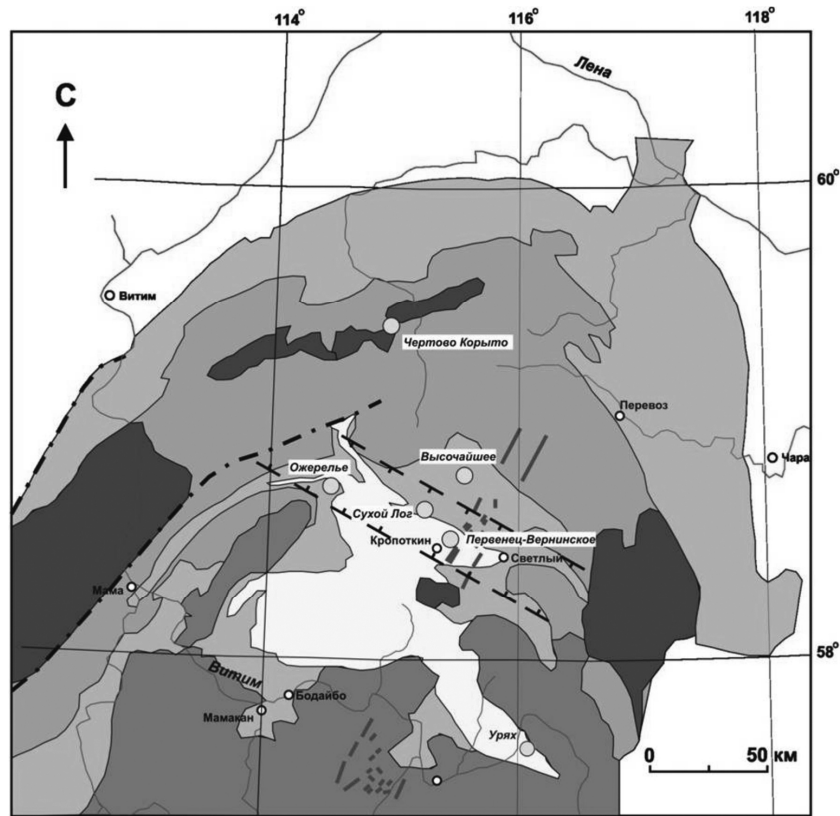


Рис. Положение Крототкинского золоторудного района, объединяющего Маракано-Тунгусский (месторождения Сухой Лог, Вернинское и другие месторождения «сухоложского тренда») и Хомолхинский (месторождение Высочайшее) золоторудные узлы, в Ленской золотоносной провинции.

1 – верхняя подсерия (бодайбинская) патомской серии, преимущественно карбонатная; 2 – средняя подсерия: сланцевая, карбонатная, с основными рудовмещающими свитами – хомолхинской и имняхской; 3 – нижняя подсерия: конгломераты, гравелиты, песчаники; 4 – палеозойские гранитоиды; 5 – протерозойские гранитоиды; 6 – дайковый пояс: лампрофиры, диабазы; 7 – разломы; 8 – золоторудные месторождения; 9 – «сухоложский тренд». Северное обрамление – фанерозойский чехол.

ленность и линзовидные выделения. В пределах рудных зон этот пирит подвергался перекристаллизации и, по-видимому, некоторому укрупнению, а вмещающие его породы – метасоматическому окварцеванию. Вторая группа характеризуется вкрапленностью кубических кристаллов пирита размером от миллиметра до нескольких сантиметров. К третьей группе, обуславливающей золотоносность рудных зон, относятся вкрапленность и гнездовые скопления крупных кристаллов пирита и арсенопирита, всегда сопровождающиеся кварцевыми оторочками, а также кварц-пиритовые маломощные прожилки. В пирите и реже арсенопирите этой группы часто присутст-

вуют микровключения и микропрожилки галенита, сфалерита, халькопирита, часто с самородным золотом.

Кварцево-жильная минерализация на месторождении находится в зоне Первенец, которая контролируется субширотным нарушением, продольным и кососекущим по отношению к Вернинской антиклинали, и имеет более крутое падение относительно слоистости вмещающих пород (55–65° и 40–50° соответственно).

Для изучения проблемы формирования рудообразующих гидротермальных систем важно отметить наличие в пределах Байкало-Патомского нагорья интрузивных массивов каледонского и герцинского возраста [Русинов и др., 2008]. О генезисе месторождений сухоложского типа и, в частности, месторождения Сухой Лог в литературе высказывались различные точки зрения [Буряк и др., 2002]. Согласно метаморфогенно-гидротермальной гипотезе, рудообразующие растворы генерировались при региональном метаморфизме исходно металлоносных пород черносланцевой толщи в период, предшествовавший внедрению гранитов. Согласно постмагматически-гидротермальной гипотезе, основной этап концентрации золота в рудах отвечает становлению постметаморфических интрузивных гранитоидов. При этом для месторождения Сухой Лог [Дистлер и др., 1996] предполагается, что гранитоидный магматизм играл роль рудомобилизующего фактора, обуславливавшего перенос и концентрирование золотой минерализации из базит-гипербазитовых пород раннекембрийского фундамента [Лаверов и др., 2000].

Как известно, месторождение Сухой Лог удалено от кровли гранитного криптобатолита примерно на 3 км. Это подтверждает высказанную еще в 1917 г. теорию В. А. Обручева о концентрации золотого оруденения только на значительном расстоянии от верхних кромок гранитных тел. С этих позиций, субвертикальное разрывное нарушение, вероятно проходящее вдоль юго-восточного бокового контакта Угаханского плутона, представляется главным проницаемым каналом для прохождения рудоносных растворов, сформировавших месторождение [Лаверов и др., 2000].

На Вернинском месторождении локализация прожилково-вкрапленного оруденения подчиняется единой складчато-разрывной схеме и контролируется разломами по зоне Первенец, которая имеет свое продолжение и на Невском месторождении, расположенном в 3 км на ЮВ, и, в свою очередь, представляет продолжение «сухоложского тренда». В центральной части самого Вернинского месторождения прослеживается крупная зона внедрения поздних кварцевых жил мощностью до 10 м. В отличие от зоны Первенец, кварц в данной штокверковой зоне практически не содержит рудных минералов, что подтверждает его более позднее образование.

Ранее при изучении структурных особенностей месторождения, исследователями был установлен разлом СВ простирания, который мог служить еще одной рудоподводящей структурой для первой рудной зоны Вернинского месторождения [Котов, 2011]. Однако в настоящее время нельзя точно сказать, что являлось источником рудного вещества, несмотря на то, что видна прямая связь с глубинным гранитным плутоном, который был выделен геофизическими методами под месторождением еще в 80-е гг. прошлого века.

Литература

Иванов А. И. Основные черты геологического строения и золотоносность Бодайбинского рудного района // Руды и металлы. 2008. № 3. С. 43–61.

Константинов М. М. Золоторудные месторождения России. 2001.

Котов А. А., Злобина Т. М. Структурные критерии оценки жильного золоторудного оруденения месторождения Вернинского, северо-восточное Прибайкалье // Руды и металлы. 2011. № 3–4. С. 95.

Русинов В. Л. и др. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном районе // Геология рудных месторождений. 2008. Т. 50. № 1. С. 3–46.

Лаверов Н. П., Прокофьев В. Ю., Дистлер В. В. и др. Новые данные об условиях образования и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // ДАН. 2000. Т. 371. № 1. С. 88–92.

Лаверов Н. П., Лишевский Э. Н., Дистлер В. В., Чернов А. А. Модель рудно-магматической системы золото-платинового месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // ДАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 652–656.

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Котов А. А., Чугаев А. В., Сароян М. Р. Пространственно-генетические соотношения золоторудных месторождений и магматизма в Бодайбинском синклинии (Иркутская обл., Бодайбинский район) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы. Всерос. Конфер. с междунар. участием, XV Чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. С. 137–139.

А. Е. Будяк¹, Б. Б. Дамдинов²

¹ – Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
budyak@igc.irk.ru

² – Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Геохимия золото-уранового месторождения Хадатканда (Северное Забайкалье)

Золото-урановое месторождение Хадатканда расположено в пределах Кодаро-Удоканской структурной формационной зоны (СФЗ), находящейся на севере Забайкальского края. В результате изучения территории Кодаро-Удоканской СФЗ с региональных позиций [Немеров и др., 2009], а также проведения комплексных исследований пород и руд месторождения Хадатканда, появились данные, позволяющие отнести его к месторождениям инфильтрационно-эпигенетического генезиса. Это подразумевает формирование рудной минерализации за счет процессов глубинного катагенеза осадочных пород кодарской серии с переотложением радиоактивных компонентов в зоне разуплотнения более верхних стратиграфических ярусов чинейской серии.

Месторождение Хадатканда было выбрано для детальных исследований ввиду его стратиграфической принадлежности к нижнепротерозойским карбонатно-терригенным отложениям Удоканского комплекса, а также ввиду совмещения в пределах месторождения золотой и урановой минерализации, что было представлено в работах Л. Б. Макарьева с соавторами [2009; 2010].

Месторождение было открыто в 1949 г. Мангышлакской экспедицией. Более детальная разведка с попутной отработкой проводилась Ермаковским рудоуправлением МВД СССР, материалы по работе которого, к сожалению, не сохранились. Задача настоящей работы заключалась в детальном изучении месторождения Хадатканда, определении зависимости содержаний золота, урана и других металлов от со-

става вмещающих пород, степени метаморфических и метасоматических преобразований и принадлежности к разновозрастной разломной тектонике региона, а также выяснении его генетической связи с нижележащими черносланцевыми отложениями Кодарской серии.

Главная роль в локализации рудной минерализации на изучаемой территории принадлежит карбонатно-терригенному удоканскому комплексу, состоящему из четырех серий: джялтуктинской, кодарской, чинейской и кеменской [Федоровский, 1972].

Месторождение приурочено к терригенно-карбонатным породам чинейской серии, которые повсеместно прорваны дайками габброидов. В структурном плане месторождение находится на пересечении Сюльбанского и Хадаткандского глубинных разломов в юго-западной периферии Верхнесюльбанского магматического узла, образованного крупным (единым на глубине по геофизическим данным) массивом габбро-норитов рудопродуктивного чинейского комплекса раннего протерозоя и многофазными позднепалеозойскими интрузиями. По данным Л. Б. Макарьева и соавторов [2009], ураново-рудные тела, вскрытые на поверхности, представляют линзы различной мощности и образуют мощную меридиональную зону (порядка 10 м) протяженностью ~3.5 км со средним содержанием урана от 0.1 до 0.72 %.

Наиболее доступными для исследования структурных, петрографических и геохимических особенностей пород и руд месторождения является обнажение по береговой линии р. Хадатканда (рис. 1), а также рудоотвалы месторождения в пределах рудной зоны. На месторождения опробованы отложения кодарской (икабийская, аянская и инырская свиты) и чинейской (читкандинская, александровская и бутунская свиты) серий. Петрографически все перечисленные свиты сходны и представлены алевролитами и алевропелитами с различным содержанием органического вещества [Немеров и др., 2009].

При исследовании геохимических характеристик месторождения был применен ряд аналитических методов. Петрогенные элементы анализировались рентгенофлуоресцентным методом, Au, Ag, Pt, Pd – атомно-абсорбционным; редкие и редкоземельные элементы – методом ICP-MS. В результате более детального изучения рудных процессов все отобранные пробы были разделены на 4 основные группы: 1) безрудные наименее метасоматически измененные породы в пределах рудного поля месторождения, 2) черносланцевые отложения кодарской серии, отобранные на незначительном удалении от рудной зоны месторождения (верхнее течение р. Сюльбан), 2) пробы с повышенными содержаниями золота (порог 0.3 г/т) и 4) пробы с повышенными содержаниями радиоактивных компонентов ($U \geq 400$ г/т).

Анализ полученных результатов свидетельствует о геохимической специализации черносланцевых отложений кодарской серии на благородные (Au, Pt, Pd) и радиоактивные (U, Th) элементы (рис. 2). Обращает на себя внимание значительное превышение над кларком для осадочных пород [Виноградов, 1962] содержаний V, Cr и особенно Mo, характерных для черносланцевых отложений. Подобная закономерность прослеживается и для метасоматитов по породам чинейской серии в пределах месторождения, отличие заключается лишь в увеличении содержаний сидерофильной группы (Mn, Co, Ni) и Y.

Метасоматически измененные пробы, отобранные в пределах месторождения из рудоразборок №№ 10 и 4, показали неожиданный результат. Рудные содержания основных компонентов месторождения (Au и U), несмотря на принадлежность к одним и тем же отложениям, тем не менее, не проявили геохимической линейной зависи-

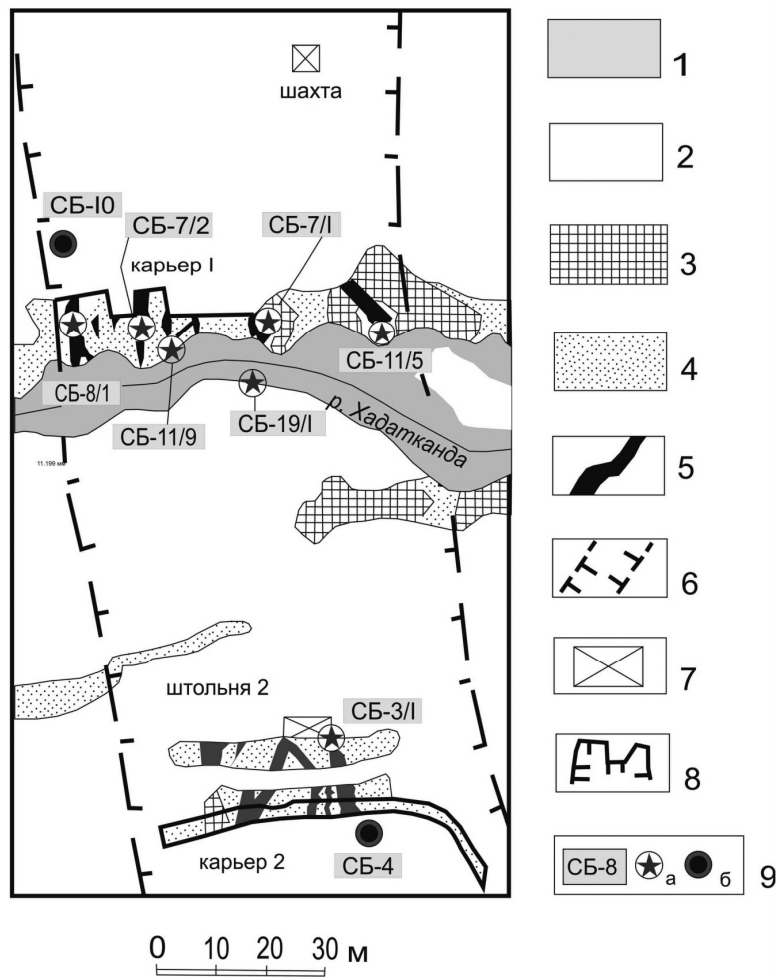


Рис. 1. Геологический план месторождения Хадатканда.

1 – современный аллювий; 2 – моренные отложения; 3 – габброиды измененные; 4 – альбититы, альбитпироксен-амфиболовые метасоматиты, скарноиды; 5 – генерализованные рудные тела; 6 – границы Главной урановорудной зоны; 7 – штольня и шахта, пройденные Ермаковским рудоуправлением; 8 – карьеры, пройденные Мантышлакской экспедицией; 9 – места отбора и номера бороздовых проб (а), штупные пробы из рудоотвалов (б).

мости между собой. Корреляционный анализ по выборке из 34 проб рудной зоны показал, что КК между ними в пробах с рудными содержаниями Au колеблется в пределах -0.2 до $+0.2$, а в пробах с рудными содержаниями урана – $-0.3...-0.37$. Эта геохимическая особенность нашла подтверждение при исследовании данных пород прочими методами. Изотопный состав $\delta^{34}\text{S}$ (ИГМ СО РАН, аналитик В. Н. Реутский) метасоматически измененных базальтов с повышенными содержаниями золота ($+2...+3\%$), в среднем, на 4% ниже аналогичных проб с рудными содержаниями урана ($+6...+8\%$). Подобная изотопная неоднородность серы однозначно свидетельствует в пользу принадлежности сульфидной минерализации золотоносных и радио-

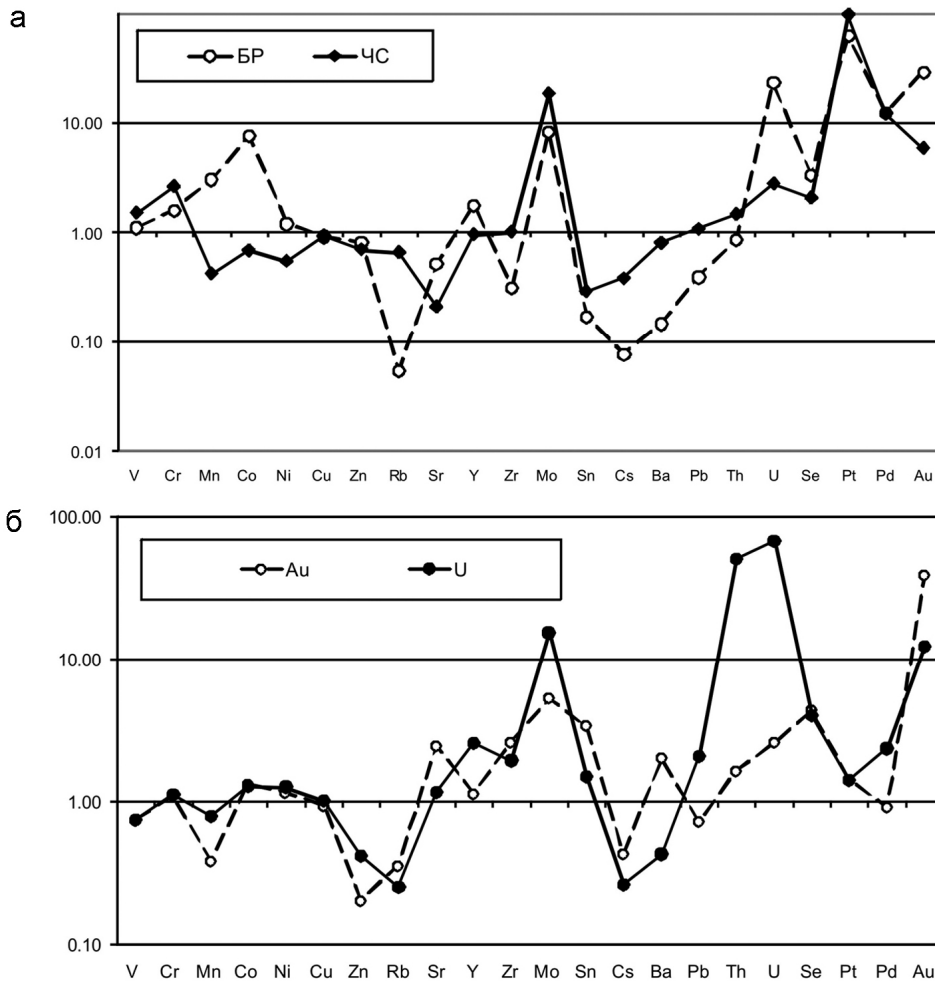


Рис. 2. Содержание редких элементов: а) в наименее измененных породах месторождения Хадатканда; BR – безрудные метасоматиты; ЧС – черносланцевые отложения Кодарской серии; фигуративные точки показывают отношение содержаний химических элементов к стандарту по А.П. Виноградову (1962); б) в рудах месторождения Хадатканда: Au – метасоматиты с рудными содержаниями золота; U – метасоматиты с рудными содержаниями урана; фигуративные точки на графике показывают отношение к безрудным метасоматитам BR.

активных проб к различным генерациям, что подразумевает их разный источник и отличные условия минералообразования. Принимая во внимание тот факт, что сера сульфата океанической воды ($\delta^{34}\text{S} = +20\%$) более тяжелая относительно эндогенной серы (Козлов, 2007), можно предположить влияние глубинного флюида при формировании золоторудной минерализации и, напротив, присутствие осадочной сульфидной составляющей в пробах с урановой минерализацией. Однако делать окончательный вывод об источнике серы пока нет оснований, ввиду недостаточной изученности неизмененных базальтов и осадочных отложений александровской и бутунской сви-

ты на месторождении, а также черносланцевых толщ подстилающей кодарской серии на удалении от него.

Полученные минералого-петрографические данные по составу руд месторождения также позволяют сделать вывод о том, что урановое и золотое оруденение является одновременным и связано с различными метасоматическими процессами. Так, формирование урановой минерализации увязывается с пропилитизацией пород, тогда как золотое оруденение отчетливо привязано к зонам окварцевания. В то же время установлено, что, по крайней мере, часть золота отлагалась на ранней стадии и имела ювенильный источник, о чем свидетельствует ассоциация Au с никелистым пирротинном, который замещается более поздним пиритом. Последний, в свою очередь, корродируется агрегатами настурана.

Важно отметить повышенные содержания Pt и Pd (0.0n–0.n г/т) как в неизменных черносланцевых отложениях кодарской серии, так и в рудах месторождения (рис. 2б).

Перечисленные факты дают основание полагать полигенный и полихронный генезис Au–U месторождения Хадатканда. Золоторудная минерализация, вероятнее всего, связана с заложением глубинного Сюльбанского разлома. Урановая минерализация формировалась на этапе тектонического омоложения Сюльбанской зоны за счет внедрения позднепалеозойского интрузивного комплекса с формированием оперяющих разломов более низкого ранга. Источником радиоактивных и сопутствующих урановому оруденению элементов могли служить нижележащие отложения кодарской серии с радиоактивной специализацией.

Учитывая первичную обогащенность черносланцевых отложений кодарской серии в пределах всей Кодаро-Удоканской СФЗ элементами платиновой группы, наряду с U и Th, можно предположить перспективы обнаружения в исследуемом регионе месторождения платиноидов.

Литература

- Виноградов А. П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // *Геохимия*. 1962. № 7. С. 555–571.
- Козлов В. Д.* Введение в геохимию: учебное пособие. Издание 2-е, испр. и доп. Иркутск: Иркутский государственный университет, 2007. 220 с.
- Кучеренко И. В.* Минералого-петрохимические и геохимические черты околорудного метасоматизма в кислых породах золотопродуцирующих флюидно-магматических комплексов // *Известия Томского политехнического университета*. 2006. Т. 309. № 1. С. 24–32.
- Немеров В. К., Будяк А. Е., Развозжаева Э. А. и др.* Новый взгляд на происхождение медистых песчаников месторождения Удокан // *Известия вузов*. 2009. № 2 (35). С. 4–17.
- Макарьев Л. Б., Вояковский С. К., Илькевич И. В.* Золотоносность урановых объектов в кодаро-удоканском прогибе // *Руды и металлы*. 2009. № 6. С. 56–64.
- Макарьев Л. Б., Миронов Ю. Б., Вояковский С. К.* О перспективах выявления новых типов промышленных комплексных урановых месторождений в кодаро-удоканской зоне (Забайкальский край, Россия) // *Геология рудных месторождений*. 2010. Т. 52. № 5. С. 428–438.
- Федоровский В. С.* Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Кодар и Удокан. М.: Наука. 1972. 130 с.

Ю. И. Тарасова, А. С. Макшаков
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
j.tarasova84@yandex.ru

Ртуть в рудах, первичных ореолах и потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России)

Дукатское Au-Ag месторождение является одним из крупнейших в мире. В нем сосредоточено около 14000 т Ag и до 40 т Au [Константинов и др., 2003]. Геологическое строение месторождения, его минералогия и геохимия изучались многими исследователями [Наталенко и др., 1980; Сидоров и др., 1989; Кравцова, Захаров, 1996; Константинов и др., 1998; Кравцова, 2010 и др.].

Руды месторождения представлены несколькими типами: Ag – кварц-пирролитовые, кварц-родонитовые жилы (верхне-среднерудные горизонты); Au-Ag – кварц-родонит-полевошпатовые, кварц-полевошпатовые (среднерудные); Ag-Pb – кварц-полевошпат-хлорит-сульфидные и Sn-Ag – кварц-хлорит-сульфидные (нижнерудные и подрудные).

К числу важнейших рудных минералов относятся кюстелит и электрум, отмечается низкопробное самородное Au, аргентит-акантит, самородное Ag, пираргирит, в меньшей степени, штернбергит, прустит, полибазит, стефанит. Наиболее распространенными сульфидами являются галенит и сфалерит. Реже встречаются пирит, пирротин, халькопирит, магнетит. К редким минералам относятся марказит, арсенопирит, франкинит, магноякобсит, блеклая руда, станнин, антимонит, люционит, фаматинит, вюртцит, халькостибит, борнит, киноварь.

При изучении геохимического состава руд и первичных ореолов было установлено, что основными элементами-индикаторами Au-Ag оруденения являются Au, Ag, Hg, As, Sb, Pb, Zn, Cu, главные из них – Au и Ag. Показано, что наиболее высокие концентрации Hg (1–10 г/т) в рудах и вмещающих породах (первичных ореолах) приурочены к приповерхностным зонам (верхне-среднерудным горизонтам) Дукатского месторождения. Согласно данным фазового химического анализа [Кравцова, Андрулайтис, 1989], основными формами нахождения (ФН) Hg в рудах ранее изученных Au-Ag месторождений Северо-Востока России являются сорбционная и примесная, связанные с сульфидными минералами. Подчиненную роль играет минеральная сульфидная форма Hg – киноварь, отмеченная только на нижнерудных и подрудных горизонтах. Гипергенные формы Hg, оксихлориды, окислы и сульфаты отмечены только в приповерхностных зонах с максимумом приуроченности к пострудным разрывным нарушениям. Основными минералами-концентраторами Hg служат сфалерит, галенит, сульфосоли Ag, аргентит, самородное Ag [Кравцова, 2010].

Для детального изучения распределения Hg и ее ФН в рыхлых отложениях литохимических потоков рассеяния (ЛПР) Дукатского месторождения на участке моностадийного развития руд эпitherмальной Au-Ag формации были выбраны два водотока I и II порядков (руч. Чайка и Искра), дренирующие водораздел с промышленными Au-Ag зонами и жилами (рис. 1).

Содержание и характер распределения элементов-индикаторов оруденения в рядовых геохимических пробах, отобранных из рыхлых отложений руч. Чайка и Искра приводятся в таблице. Также как и в рудах, в ореолах аномальные концентрации отмечены для Au, Ag, Hg, As, Sb, Pb, Zn, Cu. Наиболее высокие концентрации главных

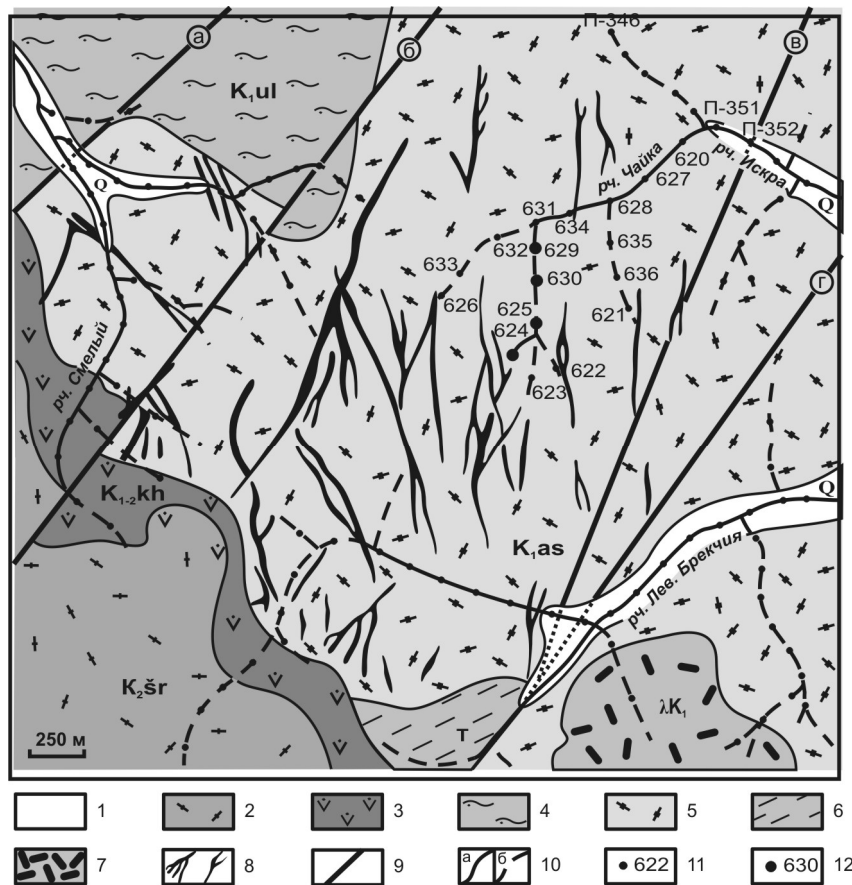


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Дукат с точками отбора водотоков I-II порядка.

1 – современные аллювиальные отложения; 2 – флюидалные игнимбриты, массивные риолиты и риодациты верхнемеловой шороховской свиты; 3 – андезиты, андезито-базальты нижне-верхнемеловой каховской свиты; 4 – конгломераты, гравелиты, алевролиты, линзы и пласты каменных углей нижнемеловой уликской свиты; 5 – риолиты и риодациты, игнимбри-ты риолитов и риодацитов нижнемеловой аскольдинской свиты; 6 – алевролиты, туфопесчани-ки и известняки триаса; 7 – субвулканические невадитовые риолиты раннего мела; 8 – рудные тела, выходящие на поверхность; 9 – основные рудоконтролирующие разломы: а – Диагональ-ный, б – Восточный, в – Марганцевый, г – Амплитудный; 10 – водотоки: а – постоянные, б – временные; 11–12 – точки отбора: 11 – рядовые геохимические пробы, 12 – объемные минера-лого-геохимические пробы (протоочки).

(Au, Ag) и ряда сопутствующих (Sb, Pb, Zn) элементов-индикаторов оруденения бы-ли установлены в аллювиальных отложениях головной части потока. Та же тенден-ция, хотя и менее отчетливая, характерна для Hg. Максимальные концентрации (0.165 г/т) установлены в головной части потока. В то же время, достаточно высокие содержания Hg (до 0.110 г/т) устойчиво проявлены и в его шлейфе (см. рис. 1, табл.).

Т а б л и ц а

**Содержание (г/т) рудных элементов в рядовых геохимических пробах,
отобранных из рыхлых отложений водотоков I-II порядков,
руч. Чайка – руч. Искра**

| № п.п. | N пробы | Au | Ag | Sb | As | Pb | Zn | Cu | Hg |
|--------|---------|-------------|-----------|------------------|-----|-------------|-------------|------|---------------|
| 1 | *624 | 0.14 | 8 | <30 (6.6) | 40 | 1000 | 1000 | 200 | 0,125 |
| 2 | *625 | 0.02 | 10 | <30 (25.0) | <10 | 2000 | 1000 | 500 | 0,112 |
| 3 | *630 | 0.06 | 15 | <30 (12.3) | 30 | 4000 | 300 | 200 | 0,098 |
| 4 | *629 | 0.08 | 20 | 30 (20.7) | 40 | 5000 | 800 | 400 | 0,165 |
| 5 | 633 | 0.04 | 10 | 30 (16.1) | 30 | 5000 | 400 | 1000 | 0.150 |
| 6 | 632 | <0.01 | 1.5 | 30 (17.3) | 100 | 100 | 150 | 150 | 0.067 |
| 7 | *631 | 0.08 | 10 | <30 (11.9) | 30 | 2000 | 300 | 150 | 0.080 |
| 8 | 623 | <0.01 | 10 | <30 (6.8) | 10 | 1500 | 800 | 500 | 0.067 |
| 9 | 622 | 0.01 | 10 | <30 (3.4) | <10 | 40 | 800 | 500 | 0.055 |
| 10 | 634 | 0.07 | 8 | <30 (10.9) | 30 | 1000 | 300 | 200 | 0.090 |
| 11 | 621 | 0.03 | 10 | <30 (10.3) | 10 | 500 | 300 | 300 | 0.110 |
| 12 | 636 | 0.01 | 8 (8.7) | <30 (7.0) | 30 | 500 | 400 | 60 | 0.110 |
| 13 | 635 | 0.03 | 10 (16) | <30 (9.4) | 30 | 500 | 300 | 200 | 0.085 |
| 14 | *628 | 0.04 | 10 | <30 (10.0) | 30 | 1500 | 300 | 300 | 0.110 |
| 15 | 627 | 0.01 | 10 | <30 (10.0) | 40 | 2000 | 500 | 500 | 0.100. |
| 16 | *620 | <0.01 | 10 | <30 (14.3) | 20 | 500 | 300 | 400 | 0.090 |
| 17 | п-351 | 0.03 | 2 (5.6) | <30 (6.1) | 100 | 1000 | 500 | 100 | 0.067 |
| 18 | *п-352 | 0.01 | 5 (8.3) | <30 (12.4) | 200 | 2000 | 500 | 150 | 0.090 |
| 19 | п-353 | 0.05 | 10 (9.6) | <30 (8.6) | 60 | 2000 | 500 | 200 | 0.105 |
| 20 | *п-355 | 0.04 | 6 (8.8) | <30 (7.9) | 40 | 1000 | 400 | 150 | 0.075 |

Примечание. Содержания Au и Hg определены атомно-абсорбционным методом, остальных элементов – спектральным приближенно-количественным анализом. В скобках приведены содержания Ag и Sb по данным прямого атомно-абсорбционного определения. N – точки отбора проб и их номера, расположенные от головной части к шлейфу. * – точки, где наряду с рядовой геохимической пробой, проводился отбор объемных минералого-геохимических проб (протолок): 620-ПР, 624-ПР, 625-ПР, 628-ПР, 629-ПР, 630-ПР, 631-ПР, п-352-ПР, п-355-ПР. Аналитики Л. Д. Андрулайтис, В. И. Кишечникова, А. И. Кузнецова.

В ранее опубликованных работах [Кравцова, Захаров, 1996; Кравцова, 2010] было показано, что одним из элементов-индикаторов Au-Ag оруденения, характеризующим верхнерудные и среднерудные горизонты Дукатского месторождения, также как на других Au-Ag месторождениях, является Hg. Ее основная ФН здесь – сорбционная (на поверхности сульфидных минералов и гидрослюд), реже – примесная в сульфидах и самородных Au и Ag. В то же время, Hg не образует собственные минеральные формы ни в рудах, ни в первичных ореолах этих горизонтов. То же можно сказать и о ФН Hg в ЛПР.

По данным фазового химического анализа (ФХА) и фазового термического анализа (ФТА) основной ФН Hg в головной части ЛПР является сорбционная, связанная с вторичными минералами, меньше проявлена примесная Hg в сохранившихся

зернах сульфидов. Присутствие примесной Hg в зернах сульфидов подтверждается данными рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа (РСМА). ФХА проводился по методике [Кравцова, Андрулайтис, 1989], ФТА – по [Tauson et al., 1996], РСМА – по [Павлова, Кравцова, 2006], аналитики Л. Д. Андрулайтис, И. Ю. Пархоменко, Л. А. Павлова.

По данным атомно-абсорбционного анализа, наряду с оксидами и гидроксидами Fe с содержаниями Hg до 0.5 % (в основном сорбционной), широким распространением в аллювиальных отложениях водотоков, дренирующих Дукатское месторождение, пользуются вторичные образования Mn и Pb с содержаниями Hg до 0.2 %. По данным РСМА (качественные определения), ряд зерен этих гипергенных минералов имеет отчетливо зональное строение, где содержание Hg хорошо коррелируется с содержанием Pb. Кроме того, в аллювии были найдены реликты интенсивно разрушенных медных и Cu-содержащих минералов, в которых присутствует Hg. Примесная форма Hg чаще всего ассоциирует с сульфидами Ag – акантитом и штернбергитом (рис. 2, см. вкладку, с. 160). По трещинам и кавернам сильно разрушенных зерен обычно интенсивно развиты оксиды и гидрооксиды Fe, различные сульфатные соединения Zn, Pb и Cu. Относительно высокие содержания Hg установлены в зернах электрума и кюстелита.

Аналогичные по составу, но более крупные зерна электрума, кюстелита и самородного Ag с примесью Hg до 0.9 % были установлены в рудах Дукатского Au-Ag месторождения. Относительно высокие содержания примесной Hg обнаружены в зернах галенита и халькопирита (до 0.6 %) из тех же руд (по данным РСМА).

Особенности распределения и ФН Hg в ЛПП (низкие содержания по сравнению с рудами, значительная протяженность, существенное преобладание сорбционной составляющей) можно объяснить неустойчивостью соединений Hg в гипергенных условиях и относительно широко проявленными здесь процессами хемосорбции. Вопреки традиционной точке зрения, что основную роль при формировании ЛПП в условиях зон криолитогенеза играет физическое выветривание, ранее было показано, что процессы хемосорбции широко проявлены и при формировании ЛПП таких главных элементов, как Au и Ag [Кравцова и др., 2010].

Для Hg, также как и для основных элементов-индикаторов оруденения, подтверждается основной тезис, что их ФН в рыхлых отложениях ЛПП тесно связаны с особенностями вещественного состава руд и первичных ореолов. По крайней мере, в головной части потока, в достаточной степени они идентифицируются с первичными рудами, что дополняет и повышает надежность ранее установленных поисковых критериев. В результате работ по изучению особенностей распределения Hg и ее ФН было подтверждено, что водотоки, дренирующие северо-восточную часть месторождения, вскрывают в основном верхне-среднерудные интервалы. Таким образом, ФН Hg могут служить дополнительным показателем зональности при оценке уровня эрозионного среза рудных зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00214) и СО РАН (проект № 48).

Литература

Константинов М. М., Костин А. В., Сидоров А. А. Геология месторождений серебра. Якутск: ГУП НИП Сахаполиграфиздат, 2003. 282 с.

Константинов М. М., Наталенко В. Е., Калинин А. И., Стружков С. Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 203 с.

Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Гео, 2010. 292 с.

Кравцова Р. Г., Андрулайтис Л. Д. Формы нахождения Au, Ag, Hg и особенности их распределения в рудах и ореолах золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР // ДАН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 438–441.

Кравцова Р. Г., Захаров М. Н. Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-серебряной рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 28–38.

Кравцова Р. Г., Павлова Л. А., Rogozina Ю. И., Макшаков А. С. Первые данные о формах нахождения золота в литохимических потоках рассеяния Дукатского золото-серебряного месторождения (Северо-Восток России) // ДАН. 2010. Т. 434. № 1. С. 96–106.

Наталенко В. Е., Калинин А. И., Раевская И. С. и др. Геологическое строение Дукатского месторождения // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 25. Магадан, 1980. С. 61–73.

Павлова Л. А., Кравцова Р. Г. Определение форм нахождения серебра в литохимических потоках рассеяния методом РСМА (на примере Дукатского золото-серебряного месторождения) // Методы и объекты химического анализа. 2006. Т. 1. № 2. С. 132–141.

Сидоров А. А., Константинов М. М., Еремин Р. А. и др. Серебро (геология, минералогия, генезис, закономерности размещения месторождений). М.: Наука, 1989. 240 с.

Tauson V. L., Gelety V. F., Men'shikov V. I. Mercury speciation in mineral matter as an indicator of sources of contamination // Regional and Global Mercury Cycles: Sources, Fluxes and Mass Balances. Dordrecht: Kluwer Acad. Pub. 1996. P. 441–452.

А. С. Макшаков, Р. Г. Кравцова
Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск
artem_m@mail.ru

Эндогенные аномальные геохимические поля золото-серебряного месторождения Роговик (Северо-Восток России)

В связи с возросшей ролью коренных объектов в работе серебро- и золотодобывающей промышленности на территории Северо-Востока России актуальной становится проблема выявления новых и переоценки старых месторождений. При этом важная роль отводится геохимическим методам поисков, в том числе по первичным ореолам – эндогенным аномальным геохимическим полям (АГХП).

Научно-методические работы проводились на площади эпitherмального золото-серебряного месторождения Роговик, которое находится на территории Магаданской области, на левобережье р. Колымы. Сведения о геологическом строении, структурных особенностях и минеральном составе пород и руд объекта в опубликованной литературе немногочисленны [Кузнецов и др., 1992]. Проведенные в 2010–2011 гг. поисково-оценочные работы с целью изучения месторождения на глубину позволили расширить имеющиеся на этот момент представления о вещественном составе пород и руд [Кравцова и др., 2012]. Были получены первые данные по составу и строению эндогенных АГХП, выявлены типоморфные ассоциации элементов, установлена их связь с рудной минерализацией и закономерности распределения в пространстве.

Район исследований, где расположено месторождение, находится в центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в северном замыкании Балыгычано-Сугойского прогиба. Фундамент прогиба сложен морскими терригенными осадками верхоянского комплекса пермь-юрского возраста. Для начальной стадии формирования прогиба характерен кислый вулканизм с излиянием нижнемеловых риолитов и риодацитов аскольдинской свиты. Выше по разрезу они перекрываются нижнемеловой угленосной молассой омсукчанской свиты. Затем формируются ниже-верхнемеловые эффузивы – андезиты и туфы андезитов таватумской свиты. Заключительная стадия вновь характеризуется процессами кислого вулканизма с образованием верхнемеловых риолитов, игнимбритов и туфов риолитов наяханской свиты. В палеогене формируются дайки и маломощные покровы базальтов. Из интрузивных образований прогиба наиболее широко проявлены позднемеловые гранитоиды. Площадь самого месторождения Роговик сложена вулканогенно-осадочной толщей омсукчанской свиты – аргиллитами, вулканомиктовыми песчаниками, пепловыми и витрокластическими туфами риолитового состава, туфогенными брекчиями. Рудные тела представлены, в основном, зонами прожилкования и маломощными не протяженными жилами адуляр-кварцевого и кварцевого состава, с глубиной появляются кварц-карбонатные образования.

Для изучения эндогенных АГХП было отобрано около 2000 геохимических проб. Отбор и обработка проб проводились в соответствии с существующей инструкцией [Инструкция..., 1983]. Все отобранные пробы прошли спектральный приближенно-количественный атомно-эмиссионный анализ методом просыпки на широкий круг элементов. Содержание золота и ртути определялось атомно-абсорбционными методами: Au – с предварительной экстракцией сульфидами нефти [Торгов, Хлебникова, 1977], Hg – с помощью кислотного разложения [Новиков и др., 1971]. Обработка и интерпретация полученного материала, построение моно- и полиэлементных геохимических карт и разрезов (схем распределения ассоциаций элементов), а также данные математической статистики были выполнены с помощью метода многомерных полей – метод МП [Евдокимова, 1984].

Как было установлено, эндогенные АГХП на месторождении образуют Au (до 88 г/т), Ag (до 100 г/т и более), As (до 8000 г/т), Sb (до 400 г/т), Hg (до 75 г/т), Pb (до 100 г/т), Zn (до 400 г/т), В (до 400 г/т), реже Cu (до 300 г/т), Mo (до 80 г/т), W (до 30 г/т) и Bi (до 3 г/т). В рудах и, возможно, в ореолах постоянно присутствует Se (до 600 г/т и выше), с глубиной появляются Te (до 27 г/т), F (до 1700 г/т), Ge (до 100 г/т и более), La (до 59 г/т), Ce (до 110 г/т). По картам аномально-максимальных концентраций элементов были выявлены разнотипные АГХП – Au-Ag, преимущественно Ag, полиформационные Au-Ag и АГХП зон рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ).

Эндогенные АГХП, связанные с собственно Au-Ag минерализацией, отличаются простотой состава. Ведущие элементы здесь – Au, Ag, As, Sb, Hg, которые являются типичными для вулканогенных руд эпитермальной Au-Ag формации [Кравцова, 2010]. Высококонтрастные АГХП образуют Au (5–15 г/т, КК* 1000–3000) и Ag (50–100 г/т, КК 500–1000), контрастные – As (600–1000 г/т, КК 300–500), средnekонтрастные – Sb (20–50 г/т, КК 40–100) и Hg (2–10 г/т, КК 10–50). По картам распределения аномально-максимальных концентраций элементов установлено, что АГХП, свя-

*КК – коэффициент контрастности элемента в АГХП.

занные с собственно Au-Ag минерализацией, характерны, в основном, для верхних горизонтов центральной части месторождения.

Эндогенные АГХП, связанные преимущественно с Ag минерализацией, имеют более сложный типоморфный состав. Помимо главных элементов – Ag, As, Sb и Hg – появляются также Pb, Zn и В, которые типичны для преимущественно Ag руд. В АГХП в небольших количествах могут присутствовать Au (до 0.1 г/т), иногда Cu (до 100 г/т). Высококонтрастные АГХП характерны для Ag (50–100 г/т, КК 500–1000), контрастные – для As (400–1000 г/т, КК 200–500) и Sb (30–100 г/т, КК 60–200), среднеконтрастные – для Hg (5–10 г/т, КК 25–50) и В (100–300 г/т, КК 10–30), низкоконтрастные – для Pb (20–50 г/т, КК 2–5) и Zn (100–200 г/т, КК 2–4). По картам распределения аномально-максимальных концентраций элементов установлено, что АГХП, связанные преимущественно с Ag минерализацией, имеют распространение, главным образом, на среднерудных горизонтах месторождения.

Эндогенные АГХП, связанные с полиформационной Au-Ag минерализацией, имеют более сложный состав. Основные элементы здесь – Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Zn и В. При этом для Au и Hg отмечаются очень высокие концентрации (до 88 г/т и до 74.5 г/т, соответственно). В пределах развития таких ассоциаций с глубиной появляются высокие содержания Se (до 600 г/т и выше), Te (до 27 г/т), Bi (до 15 г/т) и Ge (до 100 г/т и выше). Отчетливо видно, как усложняется качественный и количественный состав руд и связанных с ними полей аномально-максимальных концентраций элементов. Высококонтрастные АГХП характерны для Au (10–30 г/т, КК 2000–6000) и Ag (50–100 г/т, КК 500–1000), контрастные – для As (400–600 г/т, КК 200–300), Sb (50–100 г/т, КК 100–200) и Hg (5–30 г/т, КК 25–150), низкоконтрастные – для В (50–100 г/т, КК 5–10), Zn (200–300 г/т, КК 4–6) и Pb (20–50 г/т, КК 2–5). АГХП, связанные с полиформационной Au-Ag минерализацией, выявлены на нижних горизонтах месторождения.

Эндогенные АГХП ЗРСМ, несмотря на низкие аномально-максимальные концентрации, имеют типичную для таких зон Zn-Pb-Cu ассоциацию [Кравцова, 2010]. Кроме этих элементов, в полях присутствуют в небольших количествах Ag, Hg, В и As. АГХП ЗРСМ наблюдаются на флангах месторождения.

Выявленная нами геохимическая зональность носит полиформационный характер. Эффективным показателем этого типа зональности служат геохимические ассоциации элементов, выявленные с помощью метода МП на основе многомерного анализа и множественной корреляции одновременно между целым рядом элементов. В результате удалось выявить типоморфные ассоциации элементов, характерные для разных типов минерализации, установить закономерности распределения их в пространстве.

В качестве конкретного примера можно привести геохимический разрез, проведённый через центральную часть месторождения (рис.). На верхнерудных горизонтах, в центральной части разреза, широко проявлены Au-Ag ассоциации (рис., АГХП 1–4), которые связаны с собственно вулканогенными рудами эпитермальной Au-Ag формации. Основные типоморфные элементы здесь – Au, Ag, Hg, Sb и As. Наиболее высококонтрастный элемент – Au (11.1/2220). На среднерудных интервалах широким развитием пользуются преимущественно Ag ассоциации (рис., АГХП 5–8), которые обычно приходят на смену Au-Ag. Выявлены они также на флангах и на интервалах ниже среднерудных. Эти ассоциации тесно связаны с рудной минерализацией, названной нами преимущественно Ag. В них наблюдаются высокие концентрации Ag, As, Sb, Hg, появляются Pb, Zn, В, могут присутствовать в небольших количествах Au и Cu. Наиболее высококонтрастный элемент – Ag (30/300).

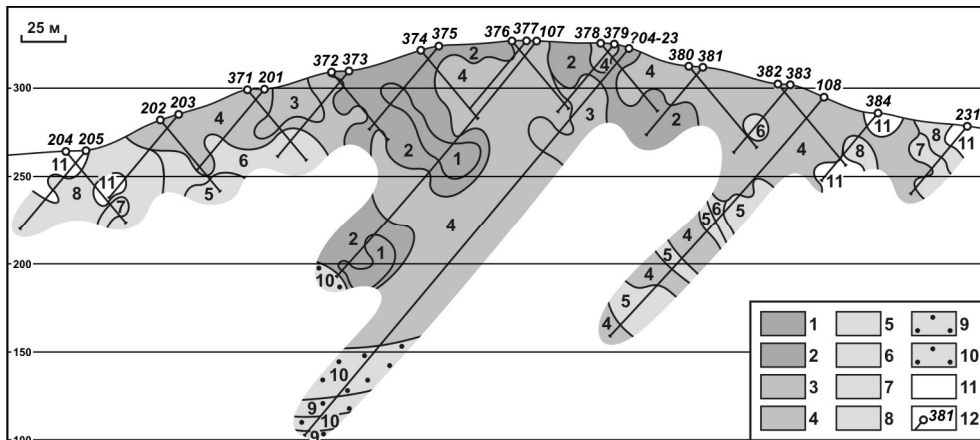


Рис. Геохимический разрез через центральную часть месторождения Роговик.

Полиэлементные эндогенные АГХП: 1–10 – ассоциации элементов:

1–4 – Au-Ag: 1 – Au (11.1/2220), Ag (53/530), As (210/105), Sb (43/86), Hg (6.6/33);
 2 – Ag (19/190), As (320/160), Au (0.5/100), Sb (29/58), Hg (1/5); 3 – As (420/210), Ag (5/50),
 Au (0.23/46), Sb (20/40), Hg (0.8/4); 4 – As (290/145), Ag (5.2/52), Sb (25/50), Au (0.06/12),
 Hg (1.4/7);

5–8 – преимущественно Ag: 5 – Ag (30/300), As (230/115), Sb (47/94), Hg (10/50),
 Au (0.08/16), В (70/7), Pb (30/3); 6 – As (350/175), Ag (15.7/157), Sb (51/102), Hg (7.6/38),
 Au (0.07/14), В (80/8), Pb (40/4); 7 – Ag (12.2/122), As (230/115), Sb (50/100), В (130/13),
 Hg (2/10), Zn (200/4); 8 – As (174/87), Sb (23/46), В (220/22), Ag (2/20), Hg (1.4/7), Zn (200/4);

9, 10 – полиформационные Au-Ag: 9 – Au (30/6000), Se (39/780), Ag (69/690), Bi (4/400),
 Te (0.2/200), Hg (28.2/141), Sb (64/128), As (146/73), В (60/6), Zn (200/4), Pb (30/3), Ge (3/3);
 10 – Au (0.09/18), Se (60/1200), Ag (8.8/88), Bi (1/100), Te (1.3/1300), Hg (1/5), Sb (20/40),
 As (290/145), В (70/7), Zn (200/4), Pb (50/5), Ge (5/5);

11 – низкоконтрастные АГХП ЗPCM (в основном, Zn, Pb, Cu); 12 – скважины и их номера.

Преимущественно Ag оруденение по отношению к Au-Ag, по нашему мнению, сформировалось в более поздний этап, который связан с процессами гранитоидного магматизма. По геофизическим данным месторождение располагается над изометричным выступом крупного интрузивного тела, залегающего в основании Балыгычано-Сугойского прогиба на глубине около 0.3–0.5 км [Кузнецов, Ливач, 2005].

Как мы предполагаем, вмещающие преимущественно Ag оруденение структуры (разрывные нарушения, зоны трещиноватости) занимают секущее положение по отношению к Au-Ag. На участках совмещения различных по возрасту рудоносных структур (в центральной части разреза с глубиной) проявлены наиболее богатые по Au и Ag полиформационные Au-Ag руды, с которыми связаны полиформационные Au-Ag ассоциации (рис., АГХП 9, 10). На нижнерудных горизонтах эти ассоциации элементов сменяют преимущественно Ag. Их отличает сложный многокомпонентный состав и высокая контрастность. Главные типоморфные элементы – Au, Ag, As, Sb, Hg, Pb, Zn и В. С глубиной появляются высокие содержания Se, Te, Bi, Ge, а также РЗЭ и F.

На флангах разреза выявлены ассоциации элементов, характерные для непромышленных ЗPCM (рис., АГХП 11). Основной элементный состав здесь: Zn, Pb, Cu. Постоянно присутствуют в небольших количествах Ag, Hg, В и As.

Опыт проведения геохимических исследований на территории Северо-Востока России в рудных районах центральной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса позволяет предположить, что месторождение Роговик – это не единственный и, возможно, не главный рудный объект на этой территории. Полученные результаты говорят в пользу оптимистичной оценки данной территории на предмет обнаружения новых рудных объектов, и не только золото-серебряных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 11-05-00214) и СО РАН (проект № 48).

Литература

Евдокимова В. Н. Математическая обработка данных геохимических съемок методом многомерных полей // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 1984. 181 с.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений / М-во геол. СССР. М.: Недра, 1983. 191 с.

Кравцова Р. Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Гео, 2010. 292 с.

Кравцова Р. Г., Макиаков А. С., Тарасова Ю. И., Куликова З. И. Минералого-геохимические особенности вмещающих пород и руд золото-серебряного месторождения «Роговик» (Северо-Восток России) // Изв. Сиб. отд-ния Секции наук о Земле РАЕН – Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2012. № 2 (41). С. 11–22.

Кузнецов В. М., Ливач А. Э. Строение и металлогеническое районирование Балыгычано-Сугойского прогиба // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 156–176.

Кузнецов В. М., Пальмская З. А., Пузырев В. П., и др. Золото-серебряное оруденение в криповулканической структуре. Колыма, 1992. № 3. С. 5–8.

Новиков В. М., Россинская Э. С., Гольдапель С. Я. Высококочувствительный атомно-абсорбционный метод определения ртути в горных породах и минералах // Ежегодник-1971. СибГЕОХИ. Иркутск, 1971. С. 412–416.

Торгов В. Г., Хлебникова А. А. Атомно-абсорбционное определение золота в пламени и беспламенном графитовом анализаторе с предварительным выделением экстракцией сульфидами нефти // Журнал аналитической химии. 1977. Т. 32. Вып. 5. С. 960–964.

А. В. Кургузова¹, Ю. И. Клюкин²

¹ – Санкт-Петербургский государственный горный университет,
г. Санкт-Петербург

kurгузова.anna@gmail.com

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

As-Bi-Tl флюиды цвиттеров гранитного массива Северный (Чукотка) (научный руководитель член-корр. РАН Ю. Б. Марин)

Введение. Предметом исследования послужили флюидные включения в кварце темнослюдистых грейзенов-цвиттеров Северного массива, Чукотка. Целью работы является выяснение особенностей флюидного режима процесса цвиттеризации гранитов массива Северный. Данная статья является продолжением ранее опубликованных материалов [Алексеев и др., 2012; Кургузова и др., 2012 и др.] по минералого-

петрографическим особенностям цвиттеров массива Северный. Материал для исследований был предоставлен сотрудниками кафедры минералогии, кристаллографии и петрографии Горного Университета В. И. Алексеевым и Ю. Б. Мариным.

Для выяснения физико-химических условий формирования метасоматитов цвиттеровой фации были изучены флюидные включения в кварце методами микротермометрии (термостолк Linkam THMS 600, Горный Университет, г. Санкт-Петербург) и электронно-зондового анализа (JSM-6390LV, Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург).

Геологическая позиция объекта. Изучаемые цвиттеры связаны с гранитоидным массивом Северный, залегающим в складчатых толщах Паляваамского мега-синклинория Чукотской складчатой системы. Возраст гранитов массива оценивается как позднемеловой [Дудкинский и др., 1992]. Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами и лейкогранитами, а также порфириовидными биотитовыми и протолитионитовыми гранитами, гранит-порфирами, пегматитами и аплитами [Дудкинский и др, 1994].

Описываемые грейзены отнесены к цвиттеровой фации метасоматитов, аналогичных олово-вольфрамоносным грейzenам, которые сопровождают массивы литий-фтористых гранитов Германии, Чехии, Монголии, Якутии [Коваленко, 1970]. Главная масса грейзеновой минерализации Северного массива не слагает локальные тела, приуроченные к позднему мелкозернистым литионитовым гранитам, а рассредоточена в виде слабых изменений в гранитах апикальной части крупного батолита на площади в сотни квадратных метров.

Минералогические и геохимические особенности цвиттеров. Типоморфным минералом цвиттеров является новообразованная литиевая слюда ряда сидерофиллит ($KFe_2AlAl_2Si_2O_{10}(OH)_2$)–полилитионит ($KLi_2AlSi_4O_{10}F_2$), замещающая магматический биотит гранитов. Для цвиттеровой фации метасоматитов характерно обогащение Fe, Mn, Ti, а также некоторыми литофильными (Cs, Li, P, F) и халькофильными (S, As, Zn, Pb, Sn, Bi) элементами. Наблюдается вынос Na, K, Mo и Sr. Геохимическая специфика метасоматических растворов отражается в особенностях акцессорной минерализации цвиттеров: характерно сочетание редкометальной (монацит, вольфрамит, вольфрамоксиолит, вольфрам-ниобиевый рутил, колумбит, касситерит) и сульфидной (леллингит, пирит, халькопирит, висмутин) минерализации, As-горита и рузвельтита ($BiAsO_4$). Кроме указанных акцессорных минералов, в цвиттерах Северного массива были обнаружены смеси минеральных Th-As-Bi фаз, ассоциирующих с новообразованными минералами цвиттеров (литиевая слюда, ториевый монацит, иттриевый флюорит, гафниево-циркон, вольфрам-ниобиевый рутил) (рис. 1, см. вкладку, с. 162). По результатам 45 определений (электронно-зондовый анализ на микроскопе JSM-6460LV, Горный Университет, г. Санкт-Петербург), состав Th-As-Bi фаз является выдержанным, содержания элементов соответствуют закономерности $Th \gg As > Bi$. Колебания содержаний элементов составляют (атомные количества): Th 0.20–0.23; As 0.05–0.10; Bi 0.02–0.07.

Микротермометрия флюидных включений в кварце цвиттеров. Цвиттеры содержат как новообразованный метасоматический кварц, так и кварц гранитов. Макроскопически «гранитный» кварц отличается дымчатой до черной окраской. В кварце гранитов наиболее распространены двухфазные низкосолёные (3 мас. % NaCl-экв.) включения с метаном. Метан определен по температуре тройной точки от –60 до –195 °С. Новообразованный метасоматический кварц, как правило, бесцветный, иногда молочный. Включения в кварце цвиттеров отличаются повышенной солёностью, как правило, содержат галит и другие соли. Газовая фаза во всех типах

включений из кварца цвиттеров представлена смесью метана и углекислого газа с преобладанием первого компонента. Включения цвиттеров имеют смешанный солевой состав, присутствуют соли NaCl, KCl, CaCl₂ (эвтектические температуры –42...–44 °С). По всей вероятности, во включениях содержатся и другие соединения (соли или кислоты), наблюдаемые визуально, но не определенные методами микро-термометрии. Присутствуют часто удлинённые кристаллики зеленоватого минерала, не растворяющегося при нагреве до 400 °С. Этот минерал является, по всей видимости, захваченным. Часть наблюдаемых твердых фаз неправильной изометричной формы сохраняется при нагреве до температур гомогенизации (390–430 °С). Кроме того, во включениях присутствуют прозрачные твердые фазы, имеющие изометричную форму и растворяющиеся при нагреве в интервале температур +50...+70 °С. Разнообразие твердых фаз свидетельствует о сложном катионном составе цвиттеро-образующих флюидов.

Анализ вскрытых флюидных включений. Вскрытые включения в кварце и слюде цвиттеров были изучены электронно-зондовым анализом по методике [Ruiz-Conde et al., 2013]. Полученные данные подтверждают присутствие солей NaCl, KCl, CaCl₂, FeCl₂, были обнаружены также Cu и Mg которые, по всей видимости, не образуют хлориды. Кроме того, обнаружены Th-As-Bi фазы переменного состава. Изображение одного из вскрытых включений с подобными фазами представлено на рисунке 2 (см. вкладку, с. 162). Выше упоминалось присутствие подобных минеральных фаз в сростании с типичными акцессорными минералами цвиттеров. Состав Th-As-Bi фаз во включениях иной, чем в минеральных фазах из сростаний. Во включениях содержания элементов Th, As, Bi примерно одинаковы (атомные количества): Th 0.05–0.09; As 0.01–0.02; Bi 0.01–0.11. Наиболее вероятно, что в составе флюидных включений эти элементы присутствуют в виде кислот (висмутовой, мышьяковистой или мышьяковой) и гидратов.

Выводы. Таким образом, Th-As-Bi специализация цвиттерообразующих растворов отражается не только в новообразованных Th-As-Bi минеральных фазах, но и фиксируется во флюидных включениях в кварце цвиттеровой стадии. Форма переноса этих элементов остается окончательно невыясненной, но несомненно, что транспортировка и отложение Th, As и Bi происходят совместно, и эти элементы являются типоморфными для цвиттеровой фации метасоматитов массива Северный.

Литература

Алексеев В. И., Кургузова А. В., Гембицкая И. М. Минералого-петрографические черты цвиттеров Чаунского района, Чукотка // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Пермь, 2012.

Дудкин Д. В., Ефремов С. В., Козлов В. Д. Геохимические особенности и результаты Rb/Sr датирования редкометалльных гранитоидов восточного побережья Чаунской губы // ДАН СССР. 1992. Т. 325. № 5. С. 1039–1043.

Дудкин Д. В., Ефремов С. В., Козлов В. Д. Литий-фтористые граниты Чукотки и их геохимические особенности // Геохимия. 1994. № 3. С. 393–402.

Коваленко В. И., Кузьмина М. И., Гундсамбуу Ц. и др. Геохимическая характеристика цвиттеров нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы) // ДАН СССР. 1970. Т. 190. № 3. С. 690–693.

Кургузова А. В., Алексеев В. И. Геохимическая характеристика цвиттеров массива Северный (Чукотка) // Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 154–158.

Марин Ю. Б., Алексеев В. И. Разработка критериев локального прогнозирования оловянного оруденения на массиве Северном на основе изучения метасоматической, минералогической и геохимической зональности. СПб.: СПбГИ, 1992. 309 с.

Суцевская Т. М., Рыженко Б. Н. Моделирование смещения флюидов различной природы при осаждении касситерита // Геохимия. 2002. № 2. С. 184–193.

Ruiz-Conde A., Garzon E., Sanchez-Soto P. J. Scanning Electron Microscopy (SEM) and Energy Dispersive X-Ray analysis (EDX) of Daughter Minerals in Fluid Inclusions in Layered Silicate Materials // Current Microscopy Contributions to Advances in Science and Technology. 2013. P. 1137–1145.

Ф. П. Леснов¹, И. В. Хазина²

¹ – *Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск*
felix@igm.nsc.ru

² – *Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск*

**Возраст и условия формирования грубообломочных отложений
Наранского мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия)
как потенциального коллектора россыпной
благороднометальной минерализации**

Хромитоносный Наранский мафит-ультрамафитовый массив является одним из наиболее крупных в составе офиолитовой ассоциации Западной Монголии. Он рассматривается в качестве полигенного комплекса, в составе которого выделена протрузия реститогенных ультрамафитов, прорывающий ее габброидный интрузив и расположенная на их границе контактово-реакционная зона (рис. 1). В 80-х годах прошлого столетия нами были высказаны прогнозы относительно потенциальной хромитоносности и платиноносности этого массива [Леснов, 1982; Пинус и др., 1984]. На этом основании в разное время проводились минералого-поисковые исследования по оценке платиноносности как самого массива, так и пространственно сближенных с ним прибрежно-озерных конгломерато-брекчий и современных аллювиально-пролювиальных отложений [Леснов и др., 2012]. Кроме того, в последнее время на массиве проводятся поисково-оценочные и разведочные работы на хромитовые руды.

Данная работа посвящена дополнительным данным, полученным при изучении пород горизонта грубообломочных отложений, который вскрывается к северу от Наранского массива. Проведенные ранее исследования с применением сцинтилляционного спектрального метода позволили обнаружить в глинисто-карбонатном цементе пород горизонта микрочастицы минералов платиновой группы, а также некоторых других тяжелых металлов. Это указывает на то, что данный горизонт может представлять интерес в качестве промежуточного коллектора россыпной благороднометальной минерализации, коренным источником которой служили породы и хромитовые руды Наранского массива [Леснов, Разин, 1994; Киселева и др., 2010; Леснов и др., 2012].

Простирающийся в запад-северо-западном направлении горизонт грубообломочных отложений, схематически показанный на рисунке 1, имеет видимую мощность в несколько десятков метров. Он моноклиально наклонен в север-северо-восточном направлении под углом ~30–40°. Горизонт сложен слабо сортированными

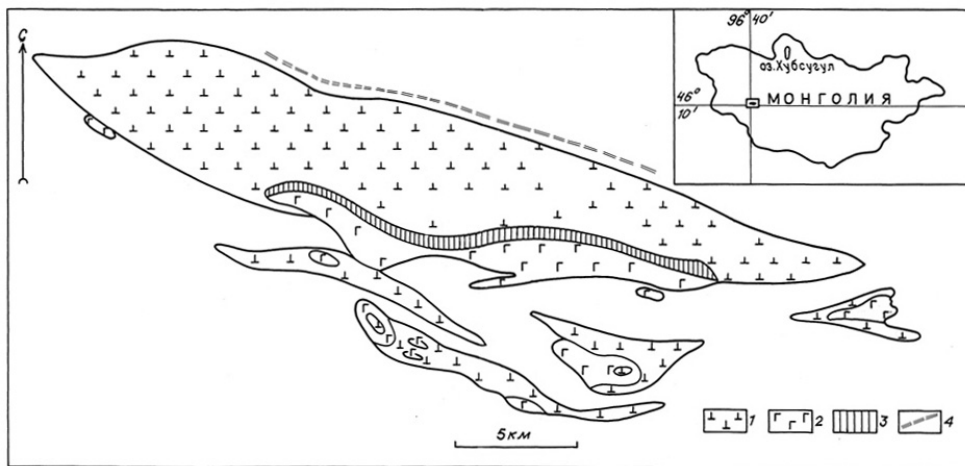


Рис. 1. Геологическая схема строения Наранского мафит-ультрамафитового массива.

1 – ультрабазиты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и их серпентинизированные разновидности); 2 – габбро (габбро-нориты, реже габбро-диориты); 3 – контактово-реакционная зона (вебстериты, клинопироксениты, верлиты, оливиновые габбро и др.); 4 – горизонт грубообломочных отложений (конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники).

конгломерато-брекчиями, гравелитами, граувакками и песчаниками со слабо окатанным обломочным материалом и значительно варьирующим содержанием умеренно литифицированного желтовато-серого глинисто-карбонатного цемента (рис. 2, см. вкладку, с. 162). Обломочный материал этих отложений представлен, главным образом, ультрамафитами из Наранского массива, а также массивными хромититами. В цементе этих пород в значительных количествах присутствуют зерна хромшпинелидов.

Судя по условиям залегания и составу обломочного материала, можно заключить, что породы этого горизонта были сформированы в прибрежной части межгорного палеозера, берег которого располагался непосредственно к северу-северо-востоку от Наранского массива, и что этот массив был основным источником обломочного материала для отложений описываемого горизонта. В свою очередь, данные о наличии в составе цемента пород из этого горизонта микрочастиц минералов платиновой группы служат основанием для вывода о том, что горизонт потенциально можно рассматривать в качестве погребенного промежуточного коллектора платинометаллической минерализации. Однако предпринятая ранее попытка обнаружить аналогичную минерализацию непосредственно в искусственном шлихе из цемента конгломерато-брекчий не увенчалась успехом, что, вероятно, было обусловлено недостаточно представительным опробованием [Киселева и др., 2010].

При определении возможных условий и времени осадконакопления при формировании пород горизонта были исследованы спорово-пыльцевые комплексы в цементе [Леснов и др., 2012]. В цементе грубозернистых песчаников было обнаружено около 300 зерен пыльцы травянисто-кустарниковых и древесных растений. На основании этого было установлено, что горизонт прибрежно-озерных обломочных отложений из района Наранского массива был сформирован в позднем плиоцене (2.5–3 млн лет) в условиях аридного климата и полупустынного (степного), очень слабо залесенного ландшафта.

Позже нами были дополнительно изучены спорово-пыльцевые комплексы двух штуфных проб из коренных обнажений данного горизонта на участке пересечения с руч. Бидерин-гол. Согласно полученным дополнительным данным, существенная часть определенного в одной из проб спорово-пыльцевого комплекса представлена пылью растений травянисто-кустарниковой группы: полыней (*Artemisia*), маревых (*Chenopodiaceae*), злаковых (*Poaceae*), гвоздичных (*Caryophyllaceae*) и др., реже в этой пробе встречалась пыльца древесных растений, главным образом, березы (*Betula* sect. *Albae*). Здесь же обнаружены многочисленные фрагменты грибов вида *Peronosporites*. Во второй пробе преобладала пыльца березы (*Betula* sect. *Albae*) и полыней (*Artemisia*), в меньшем количестве присутствовала пыльца сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*), эфедры (*Ephedra*), маревых (*Chenopodiaceae*) и др. Выявленные в этих двух пробах спорово-пыльцевые комплексы по видовому составу сравнимы с комплексами современных степных ландшафтов. Их наличие указывает на достаточно продолжительный интервал времени формирования изученных прибрежно-озерных отложений, очевидно, включавший, как весь плейстоцен, так и более ранний плиоцен.

При дальнейших работах по оценке потенциальной хромитоносности и платиноносности Наранского мафит-ультрамафитового массива целесообразно выполнить более детальное опробование и изучение платиноидной минерализации в прилегающем к нему горизонте третичных конгломерато-брекчий, в том числе на глубину по керну скважин, с целью его оценки в качестве потенциального погребенного промежуточного коллектора россыпной платинометаллической минерализации.

Литература

Киселева О. Н., Леснов Ф. П., Якимов Л. И. и др. Минеральный состав тяжелой фракции глинисто-карбонатного цемента третичных прибрежно-озерных гравелитов из района Наранского хромитоносного мафит-ультрамафитового массива (Западная Монголия) // Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 321–325.

Леснов Ф. П. Наранский полигенный базит-гипербазитовый плутон (Западная Монголия) // Гипербазитовые ассоциации складчатых областей. Вып. 1. Геология, петрография, петрохимия, геохимия. Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1982. С. 58–95.

Леснов Ф. П., Разин Л. В. Платинометаллическая микроминерализация, ассоциированная с офиолитами Западной Монголии // 7-й Международный платиновый симпозиум. М.: Геоинформмарк, 1994. С. 60.

Леснов Ф. П., Разин Л. В., Киселева О. Н. Закономерности распределения элементов платиновой группы, золота и серебра, а также гетерогенной благороднометаллической минерализации, генетически связанной с Наранским полигенным и полихронным хромитоносным мафит-ультрамафитовым массивом (Западная Монголия) // Известия секции наук о Земле РАЕН. 2012. Вып. 22. С. 52–71.

Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Альпинотипные гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 200 с.