

МАЛОГЛУБИННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ, СВЯЗАННОЕ С ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ВУЛКАНИЗМОМ ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКИХ МЕЗОЗОИД

Г.Н. Гамянин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, e-mail: ggn@igem.ru

Внутриконтинентальный вулканизм в пределах Верхояно-Колымских мезозоид не имеет широкого распространения и представлен как эффузивными, так и субвулканическими породами. Эффузивные образования наибольшим распространением пользуются в Уяндино-Ясачненском вулканическом поясе. Субвулканические штоки и дайки распространены как в вышеуказанном поясе, так и в Адыча-Тарынской структурной зоне.

К Уяндино-Ясачнинскому осадочно-вулканическому поясу относятся расположенные на юго-западной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна поля позднемезозойских эффузивов, прослеживающиеся почти непрерывной полосой от р. Уяндины на северо-западе до р. Ясачной на юго-востоке на расстояние до 1000 км при ширине пояса 20–40 км. Вулканические поля центрального отрезка Уяндино-Ясачнинского пояса расположены на окраинных горст-антиклинориях супертеррейна, в зоне его сочленения с Иньяли-Дебинским синклинорием. Вулканогенные образования пояса залегают на карбонатных и терригенных отложениях нижнего и среднего палеозоя или на мезозойских отложениях в опущенных блоках. В поясе выделены два вулканических комплекса - позднеюрский и позднемеловой [Гринберг и др., 1974]. К позднеюрскому комплексу (136-156млн. лет, К-Аг) относится осадочно-вулканогенная толща, в составе которой присутствуют базальты, андезит-базальты, миндалекаменные андезиты, липариты и их туфы, переслаивающиеся с морскими осадочными породами с остатками ауцелловой фауны. Контрастная базальт-андезит-риолитовая вулканическая формация по своим особенностям [Дылевский, 1996] сопоставима с аналогичными формациями энсиалической Японской островной дуги. К позднемеловому комплексу (65-94млн. лет, К-Аг) относятся континентальные эффузивы и широко развитые субвулканические тела липарито-дацитового состава.

В Адыча-Тарынской структурно-металлогенической зоне, вмещающей одноименный региональный (более 1000км) разлом, отмечаются редкие дайки, иногда субвулканические массивы дацитов и гранит-порфиоров. В участках пересечения северо-западного регионального разлома с северо-восточными несколько возрастает интенсивность вулканизма.

С вулканитами Уяндино-Ясачненского пояса связано формирование полей пропилитов (Умбинского, Интахского), вторичных кварцитов (Сумунского), золото-сереброносного колчеданно-барит-полиметаллического (Хотойдох), эпитермального серебро-сурьмяного (Тихон, Урультун), реже золото-серебряного (Кысылга, Морозовское) типов оруденения. Все они контролируются крупными глубинными разломами типа Дарпирского. В Адыча-Тарынской зоне преобладает оруденение серебро-сурьмяного (Дичек, Серп, Аид, Приметное, Узловое) типа. На северном фланге зоны, сочленяющейся с Янской структурной зоной, располагается золото-серебряное месторождение Альфа.

По верхнеюрским вулканическим породам в узлах пересечения северо-западных региональных разломов с субмеридиональными и северо-восточными развиваются **пропилитовые** изменения. Размеры полей пропилитов достигают размеров 5х8км. В участках врезов по долинам рек выявляется вертикальная зональность, проявляющаяся и в горизонтальном плане. Она выражается в смене кварц-хлорит-эпидотовой (0,001-0,0036г/т Au) фации кварц-хлорит-альбитовой (0,0045-0,00071г/т), карбонат-хлоритовой (0,0022-0,0026) и серицит-карбонатной (0,0032-0,0067). В серицит-карбонатной фации, как правило, присутствует пирит и кварц-кальцитовые просечки. В участках пропилитов, прилежащих к гранитоидным батолитам, около которых иногда развиваются скарны, отмечается их метаморфизм и просечки скарноидных минералов гранат-магнетитового состава.

Наиболее ранним является **золото-сереброносное колчеданно-барит-полиметаллическое** оруденение, связанное с вулканическими дугами. Оно представлено динамометаморфизованными месторождениями типа Куроко и имеет позднеюрский (около 150 млн. лет) возраст.

Оруденение данного типа локализуется среди эффузивно-осадочных толщ позднеюрского возраста Уяндино-Ясачненского вулканогенного пояса. В разрезах этих толщ чередуются прослой глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с пропилитизированными в кварц-альбит-хлоритовой и карбонат-хлоритовой фации базальтами, андезитами, липаритами и их туфами [Гринберг и др., 1974]. Типичным представителем оруденения данного типа является месторождение Хотойдох [Гамянин, 1978]. Месторождение расположено на северных склонах хр. Черского на правом берегу истоков р. Умба, в 50 км от р. Идигирки к северо-западу вдоль границы сочленения хребта с Момо-Зырянской впадиной. Оно приурочено к мощному тектоническому нарушению, которое прослеживается по простиранию на 3–4 км и далее трассируется морфологически по понижениям в рельефе и ржаво-бурой окраске, за счет окисления пирита, насыщающего зону разлома. Общая мощность тектонического нарушения около 400 м, а наиболее интенсивно перемятой части – 70–80 м. К последней приурочено линзовидное рудное тело, протяженностью до 400 м, имеющее на контактах с вмещающими породами, особенно в лежачем боку, глинку трения мощностью до 10 см. В наиболее широкой части линзы наблюдается три выхода кварц-барит-колчеданных руд, мощностью от 1 до 6 м, разделенные кварц-серицит-пиритовыми метасоматитами. Метасоматиты оконтуривают рудное тело на всем его протяжении и характеризуются контрастными геохимическими аномалиями цинка, свинца и серебра, что позволяет использовать их в качестве критерия поисков "слепых" тел. Главными минералами руд (>10%) являются пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит и кварц. Типоморфной ассоциацией метасоматически преобразованных пород здесь является кварц-серицит-барит-пиритовая, в которой по мере приближения к рудному телу возрастает роль кварца и пирита. Особенностью данной ассоциации является присутствие барита (до 10%) и высокое содержание пирита (не менее 15%). Нередко в данной ассоциации присутствует сфалерит (до 2%). Крупные метакристаллы (до 5 мм) пирита в метасоматитах окружены струйчато-волокнистыми, нередко прихотливо изогнутыми агрегатами кварц-серицитового состава с примесью барита. В пирите присутствует примесь Ag (50 г/т) и Au (2-5 г/т). Светлая слюда представлена гидросерицитом ($K_2O - 5,7\%$, $H_2O - 4,8\%$) с повышенным содержанием Na_2O (1,6%) и TiO_2 (1,2%). Из жильных ассоциаций наиболее ранней является кварц-сфалерит-баритовая с преобладающей ролью сфалерита и барита. В участках руд неподверженных динамометаморфизму она представлена крупными призматическими зернами барита, между которыми располагаются кристаллы сфалерита и разнотельный агрегат кварца. Тетраэдрит-халькопирит-борнит-галенитовая ассоциация наиболее продуктивна на серебро. Носителем серебра в рудах являются сереброносная (до 20% Ag) блеклая руда тетраэдрит-теннантитового (до 18% As) ряда [Гамянин, Бортников, 1989] и галенит (до 3500 г/т). Из других редких серебросодержащих минералов присутствуют самородное серебро, золото (482-780 ‰, в среднем 640 ‰), матильдит и андорит [Савва, 1996]. Содержание серебра в рудах колеблется в пределах 200–500 г/т, золота – 1-3 г/т, иногда до 12 г/т. Поздняя кальцит-пиритовая ассоциация представлена преобладающим пиритом, метасоматически развивающимся по всем предшествующим ассоциациям, образуя нередко мономинеральные полосы. Кальцит выполняет интерстиции между ранними минералами. Первичные руды динамометаморфизованы. В результате этого крупнозернистые панидиоморфнозернистые руды превращены в полосчатые (от тонко- до грубополосчатых), струйчатые со спиралевидными и линзовидно-концентрическими структурами, а барит и кварц становятся ядрами жесткости и "обтекаются" сульфидным материалом. Сульфиды месторождения характеризуются положительными значениями и узким интервалом колебаний величин $\delta^{34}S$ (+7,5 - +4,1‰). Следует подчеркнуть незначительные вариации значений $\delta^{13}C$ (-1,0 - -2,6‰) и $\delta^{18}O$ (+12,3 - +13,1‰) в карбонате и кварце (+13,3 - +14,6‰) месторождения. Причем численные значения $\delta^{18}O$ в карбонате и кварце очень близки.

Субвулканические тела верхнемелового возраста, размещение которых также контролируется пересечением систем разломов изменены в фациях **вторичных кварцитов**. Они также слабо золотonosны и зональны. Отмечается вертикальная смена кварц-адуляровой фации (0,003-0,004г/т Au) кварц-серицитовой (0,006-0,0154) и монокварцевой (0,0036-0,005г/т). Как правило, поля вторичных кварцитов более локальные и среди них нередко вмещают серебро-сурьмяное оруденение.

Эпитермальное серебро-сурьмяное оруденение. Месторождения этого типа тяготеют к постагрегационным вулканогенным поясам, в которых они сопряжены с молодыми (менее 80 млн.лет) мелкими (штоки и дайки) субвулканическими интрузивами. В размещении типов

оруденения важную роль играют как региональные складчатые структуры, так и крупные глубинные разломы. Морфология сереброносных рудных тел разнообразна. Подавляющее число их (около 70%) представлено простыми линзовидными жилами небольшой мощности (до 0,5 м) и протяженности (до 80 м), приуроченными к сколовым и отрывным трещинам (Дичек, Аид). Реже отмечаются жильно-штоковерковые зоны (Тихон, Кавказ) и минерализованные зоны дробления (Урультун). Рудные тела сопровождаются аргиллизацией вмещающих пород с маломощной внутренней кварц-серицитовая зоной, прилегающей к рудным телам. В редких случаях проявлена адуляризация. Характерно многообразие текстурно-структурного рисунка руд сложного сочетания и резких текстурных переходов. Весьма типично присутствие халцедоновидного и криптозернистого кварца, чередующегося с микрозернистым, гребенчатым и сферолитово-друзовидным. Аргиллизитовые изменения вмещающих пород представлены кварц-гидрослюдисто-диккитовой ассоциацией, развивающейся не только по вулканитам, но и по вулканогенно-осадочным породам. На контактах с рудными телами существенна роль метакварца, а по мере усиления степени преобразования пород возрастает роль диккита. Из минеральных ассоциаций рудных тел основное значение имеет арсенопирит-марказит-кварцевая, на долю которой приходится 99% объема. Высокосурьмянистый арсенопирит (до 16% Sb) в виде расплывчатых полос или пятен локализуется в приальбандовых участках жил гребенчатого или шестоватодрузовидного кварца. Пластинчатый марказит приурочен к криптозернистому кварцу верхних уровней оруденения. Сереброносность руд определяет галенит-пираргирит-фрейбергитовая ассоциация, выполняющая пустотки или микротрещины в минералах предыдущей ассоциации. Фрейбергит, ведущий минерал ассоциации, имеет широкие вариации содержания серебра (15 до 50 %). В тесных сростаниях с фрейбергитом находятся многочисленные минералы серебра - пираргирит, миаргирит, стефанит, акантит, дискразит, самородное серебро. Антимонит-бертьерит-валентинит-кальцитовая с самородной сурьмой ассоциация встречается спорадически, но является индикаторной для данного типа оруденения. Она локализуется исключительно в кварцевых пустотках. Отмечаются иногда тесные сростания антимонита с миаргиритом. Кальцит, наиболее распространенный и поздний минерал ассоциации, часто наблюдается вне связи с остальными составляющими ассоциации. Кварц-диккит-язозитовая ассоциация встречается не на всех месторождениях. Она локализуется либо в пустотках, либо образует самостоятельные прожилки, альбандовые части которых сложены диккитом, а центральные - ярозитом. Температуры гомогенизации флюидных включений в кварце серебро-сурьмяных месторождений 340-135°C, в кальците - 120-100°C. Характерно, что высокие температуры гомогенизации в серебро-сурьмяных месторождениях обнаруживаются только в очень крупных (>5 см) кристаллах дымчатого кварца (Дичек) в виде роевидных скоплений первичных двухфазных включений, трассирующих зоны роста. Концентрация солей во флюидных включениях кварца серебро-сурьмяных месторождений изменяется в интервале 0,7-11,7 % экв. NaCl. Отмечается существенная изменчивость солевой концентрации флюида даже в сближенных участках рудных тел. Газовая фаза рудообразующих растворов по данным хроматографического анализа в месторождениях серебро-сурьмяного типа представлена CO₂ (25,9 – 40,4 %), CH₄ (1,0 – 5,6 %) и N₂ (56,3 – 67,1 %). Отчетливо проявляется тенденция возрастания восстановленности газов с глубиной. Изотопный состав серы сульфидов варьирует в месторождениях Уяндино-Ясачненского пояса в интервале от -10,7 - до -12,3‰. В месторождениях Адыча Тарынской зоны отмечается эволюция изотопного состава серы в сторону ее облегчения от арсенопирита (-1,9‰) к гудмундиту и блеклой руде (-2,3‰), бертьериту (-4,8‰) и антимониту (-5,6‰). Различия в изотопном составе серы сульфидов связаны с провинциальными особенностями этих зон. Отмечается близость изотопного состава кислорода кальцита и кварца, но при их широких вариациях, тогда как значения δ¹³C кальцита достаточно устойчивы. Отсутствие четких генетических связей субвулканических образований с серебряным оруденением свидетельствует о телетермальном характере рудообразующих растворов. Наличие в рудах месторождений гипогенного ярозита указывает на малоглубинные (от 300 м и ниже) условия рудоотложения. Об этом свидетельствуют также ритмично-колломорфные структуры, высокие (>200 г/т) содержания Li₂O в кварце и высокая сурьмянистость арсенопирита. Многочисленные сферолитовые текстуры отражают кристаллизацию минералов в условиях резкого пересыщения растворов. Чередования колломорфных и криптозернистых структур кварца с шестовато-гребенчатыми обусловлены, вероятно, процессами взаимодействия флюидов и метеорных вод.

Золото-серебряное оруденение в пределах рассматриваемой территории имеет свою специфику, которая выражается в его локализации не только среди субвулканических образований (Морозовское), но и среди терригенных пород (Альфа) и даже роговиков (Кысылга). Рудные тела представлены минерализованными зонами дробления простыми жилами и штокверковыми зонами. В субвулканических телах предрудные изменения связаны с формированием зональных вторичных кварцитов, в терригенных породах - с кварц-серицитовыми и монокварцевыми фациями околожилных преобразований. Рудная минерализация представлена последовательной сменой ассоциации халцедоновидного, микрозернистого или шестовато-сферолитового кварца с пиритом и Sb-арсенопиритом золотосодержащими халькопирит-галенит-фрейбергитовой (до 30%Ag) и серебро-сульфосольной (миаргирит, пираргирит, стефанит) ассоциациями. Золото по своему составу относится к электруму (520-690‰). Для месторождений, локализующихся в роговиках около верхнемеловых гранитоидах, сопровождающихся касситерит сульфидным оруденением, характерны повышенные концентрации висмута в галените (до 8%) и фрейбергите (до 3%). Поздние минералы – халькопирит, галенит, Ag-сульфосоли содержат примесь Se (до 4%). Изотопный состав серы отвечает таковому для всех месторождений Уяндино-Ясачненского пояса (-9,2 - -13,1 ‰).

Таким образом, можно констатировать, что малоглубинное оруденение, связанное с внутриконтинентальным вулканизмом несет специфические особенности, отличающие его от аналогичного оруденения окраинных вулканических поясов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ №№ 09-05-98593р-восток; 09-05-985-36р-восток

Список литературы

Гринберг Г.А., Бахарев А.Г., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Вулканические комплексы центральной части Уяндино-Ясачнинского пояса // Новые данные о магматизме Якутской АССР. Издание Якутского филиала СО АН СССР, Якутск. 1974. С. 50-107.

Гамянин Г.Н. Барит-полиметаллическая формация Колымского срединного массива // Новые данные по геологии рудных месторождений Восточной Якутии / Сборник научных трудов. Якутск. изд. Якутского филиала СО АН СССР, 1978. С. 56-71.

Гамянин Г.Н., Бортников Н.С. Особенности химического состава блеклых руд из месторождений золота различных рудных формаций Восточной Якутии // Геол. рудн. мест., 1989. № 2. С. 50-62.

Дылевский Е.Ф., Зуев С.А., Шпикерман В.И. Колчеданно-полиметаллическое месторождение Хотойдох в верхнеюрских осадочно-вулканогенных отложениях центральной части хр. Черского // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 81-97.

Савва Н.Е. Минеральный состав и особенности перераспределения вещества руд колчеданно-полиметаллического месторождения Хотойдох // Стратиформное оруденение осадочных и осадочно-вулканогенных формаций Северо-Востока Азии. Магадан. СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 97-116.