Condições de gênese do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo (Terra Nova do Norte – MT) estimadas com microtermometria de inclusões fluidas e termometria de clorita

João Carlos Biondi¹

Resumo O depósito Pombo é constituído por veios hidrotermais de quartzo+sericita com Au e Cu, contidos em uma zona de cisalhamento na qual a mineralização desenvolveu-se sob pressão decrescente, consequência da transição de um regime transpressional para distensional. Os fluidos mineralizadores derivaram, por fracionamento sucessivo e imiscibilidade, de uma solução comum primitiva de alta salinidade. Inclusões fluidas primárias, contemporâneas, de quartzo das rochas hidrotermalizadas e minérios revelaram a participação inicial de fluidos modelados pelos sistemas CO_2 , $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl-F}$ e $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl-KCl-F}$ e, no final, de fluidos do sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$. Alterações sódicas tardi-magmática e hidrotermal desenvolveram-se a temperaturas maiores que 320°C e pressão entre 2,6 e 1,3 kb. Em seguida, fluidos dos mesmos sistemas, com salinidades menores que 15% em peso de NaCl eq. e temperaturas superiores a 370°C , causaram alteração potássica hidrotermal nas rochas encaixantes, sucedida pela propilitica e filica, geradas por fluidos de menor temperatura a pressão entre 1,9 e 1,4 kb. Na região axial do cisalhamento, em posições a mais de 40 m abaixo da superfície atual, fluidos com salinidade entre 30 e 40% em peso de NaCl eq., precipitaram minerais do minério profundo a temperaturas superiores a 470°C e pressão entre 1,3 e 1,1 kb. Esse fluido entrou em ebulição a menos de 40 m da superfície atual, quando precipitou o minério superficial, a temperaturas maiores que 470°C e pressão menor que 1,1 kb. O hidrotermalismo cessou com a invasão do sistema por água meteórica que se misturou aos fluidos hidrotermais, gerando um fluido ácido e oxidante, aproximado pelo sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$, que causou precipitação de grande quantidade de sericita e ouro e transformou os corpos mineralizados em veios de quartzo-microgreisen com Au e Cu.

Palavras-chave: Depósito de Au-Cu(Bi) Pombo (MT), inclusão fluida, hidrotermalismo.

Abstract *Genesis of Pombo Au-Cu (Bi) deposit (Terra Nova do Norte - MT, Brazil) estimated by fluid inclusion microthermometry and thermometry of chlorite.* The Pombo deposit contains hydrothermal quartz-sericite veins with gold and copper along a shear zone in which mineralization developed under decreasing pressure, consequence of the transition from a transpressional to a distensional state. Mineralizing fluids derived from an earliest, high salinity solution, by successive fractionation and immiscibility. Primary, contemporaneous, fluid inclusions from quartz of hydrothermalized rocks and ores displayed the initial participation of fluids modeled by CO_2 , $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl-F}$ and $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl-KCl-F}$ systems and, at the end, of fluids from $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ system. Late-magmatic and hydrothermal sodic alterations developed at temperatures greater than 320°C and pressures from 2.6 to 1.3 kb. Afterwards, fluids from the same systems, with salinities lower than 15% weight NaCl eq. and temperatures higher than 370°C , gave rise to hydrothermal potassic alteration at host rocks, followed by propylitic and phyllic alterations at lower temperatures and pressures, from 1.9 to 1.4 kb. In the shear zone's axial regions, at more than 40m below the present erosion surface, fluids with 30 to 40% weight NaCl eq. precipitate minerals of the "deep" ore at temperatures greater than 470°C and pressure from 1.3 to 1.1 kb. That fluid boiled at depth lesser than 40m, at temperatures greater than 470°C and pressure smaller than 1.1kb. Mineralization ceased when the hydrothermal system was dominated by mixing of hydrothermal fluid and meteoric water, which generated an acidic and oxidizing fluid, modeled by $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ system that caused precipitation of great volume of sericite and gold and transformed ore bodies to quartz-microgreisen Au-Cu veins.

Keywords: Pombo Au-Cu (Bi) deposit (MT, Brazil), fluid inclusion, hydrothermalism.

INTRODUÇÃO O depósito Pombo, com cerca de 3 ton de Au contido, está situado no norte do Estado do Mato Grosso, no Município de Terra Nova do Norte, dentro do granito homônimo (Fig. 1). Foi descoberto por garimpeiros no início dos anos 90 e lavrado até

2005, quando teve seus direitos adquiridos pela SERABI Mineração, que sondou a região na qual o depósito se localiza e reavaliou suas reservas, mas não divulgou os resultados.

Estudos feitos durante a reavaliação do depósito

1- UFPR, Universidade Federal do Paraná, Departamento de Geologia, Curitiba (PR), Brasil. E-mail: jcbiondi@ufpr.br

Figura 1 - Localização e geologia da região onde se situa o depósito de Au-Cu (Bi) Pombo.

mostraram que o Pombo é um depósito situado em uma zona de cisalhamento mineralizada por fluidos hipogênicos e, quando exposto em superfície, parcialmente modificado por alteração supergênica. Como mais de 30 depósitos semelhantes ocorrem na região norte dos Estados do Mato Grosso e Pará (Província Juruena-Teles Pires), as características do depósito Pombo foram detalhadas e comparadas às desses outros depósitos (Biondi *et al.* 2006, Biondi *et al.* 2007 a, b e Franke *et al.* 2007), visando definir um modelo geral, válido para toda a Província. O trabalho agora apresentado é parte desse estudo, abordando questões relacionadas aos fluidos mineralizadores primários, de alta temperatura, que participaram da gênese do depósito.

CARACTERÍSTICAS GERAIS DO DEPÓSITO O biotita-hornblenda granito Pombo, que contém o depósito homônimo, é uma das intrusões do batólito Terra Nova, constituído por granitos cálcio-alcalinos a alcalinos, metaluminosos a peraluminosos. É um granito tipo I, a magnetita (+ilmenita), semelhante aos granitos fracionados tipo I da Austrália (Franke *et al.* 2007), formados há aproximadamente 1757 Ma (CPRM 2003).

Os corpos de minério superficial (< 40 m da superfície, Fig. 2) são veios de quartzo-sericita microgreissen com pirita, sulfetos de Cu, sulfossais de Cu + Bi (Ag) e ouro (Biondi *et al.* 2006), contidos em uma zona de cisalhamento sub-vertical, orientada N40°-50°E, cujo traço pode ser seguido por aproximadamente 4 km (Franke *et al.* 2007). O corpo mineralizado principal (corpo 1),

Figura 2 - Seção FP-03 – FP-12 simplificada (Biondi et al. 2006) realçando os corpos de minério do depósito Pombo. Os números no traço das sondagens e junto ao minério correspondem às amostras analisadas.

com atitude geral N45°E/85°NW, extensão aproximada de 800 m e espessura entre 0,5 e 10 m, contém alguns segmentos decamétricos de sulfeto maciço, com espessuras entre 2 e 4 m (Biondi et al. 2006). Bifurca-se gerando veio de direção N30°E, de igual composição (corpo 2), com espessura média de 2 m e comprimento de 300 m. Os corpos mineralizados afloram no meio de uma zona hidrotermal silicificada e muscovitizada com largura entre 10 e 200 m e comprimento de 4,0 km que, na parte NE, transforma-se em uma faixa de *stockwork* cimentado por quartzo. Os teores médios do corpo 1 são 10,3 g Au/t e 0,4% Cu, mas os teores de cobre mudam muito rapidamente ao longo do veio, variando entre 0,1% e 3,2%. O corpo 2 tem teores médios de 7,3 g Au/t e 0,4% Cu (Franke et al. 2007).

A parte aflorante do minério superficial, oxidada (Fig. 1), com goethita e ouro, se superpõe ao minério da zona de cimentação, constituído por minerais que variam desde bismutinita até a emplectita, passando pelo IMA2001-002 ($\text{Cu}_{17}\text{Bi}_{17}\text{S}_{35}$), um "mineral Z" ($\approx \text{Cu}_2\text{S}_2$), o "mineral W" ($\approx \text{Cu}_4\text{S}_6$), wittichenita, pirita, calcopirita, digenita/calcosita, covelita e ouro2 (Biondi et al. 2006). Nesse minério o ouro associa-se à muscovita, quartzo, calcopirita, emplectita, IMA2001-002, wittichenita e pirita.

O minério profundo (> 40 m da superfície, Fig. 2) ocorre em veios com menos de 0,5 m de espessura, compostos por quartzo+muscovita+clorita+pirita1, que contém ouro1+calcopirita, sem sulfossais. Os teores de ouro são menores que 2 g Au/t e os de cobre menores que 0,1%.

A similaridade entre os perfis de ETR do granito e dos minérios e a diminuição gradativa da ΣETR de amostras de minério profundo até as de minério superficial sugerem que o minério formou-se por fluidos cujas composições foram induzidas pelo granito (Biondi et al. 2006).

Todas as rochas do batólito Terra Nova têm evidências de alteração tardi-magmática, que cloritizou hornblenda e biotita, sericitizou o núcleo do feldspato, disseminou sericita e cristalizou albita em torno do feldspato. Essa alteração enriqueceu as rochas em ETR leves e empobreceu-as em pesadas. Localizadas somente em torno dos corpos mineralizados de depósito Pombo, ao menos cinco fases de alteração hidrotermal sucederam à alteração tardi-magmática (Biondi et al. 2007a e b). A primeira fase, sódica, foi seguida pela potássica, pela propilitica e pela fílica. A alteração sódica gerou cristais novos de albita e recrystalizou pertita. Na alteração potássica cristalizaram biotita e feldspato potássico e houve um excepcional ganho em FeO, relacionado à piritização associada à postassificação. A propilitização se superpôs às

zonas sódica e potássica e o hidrotermalismo filico disseminou sericita sobre todas as zonas anteriormente formadas e cristalizou muscovita e clorita na matriz das rochas. O hidrotermalismo causou a lixiviação igual e proporcionalmente de todos os ETR (Biondi *et al.* 2007a).

A determinação da sucessão de cristalização dos minerais (Biondi *et al.* 2007b) permitiu numerar os minerais conforme a ordem que cristalizaram no granito Pombo e nas várias fases de alteração. O anfibólio 1 (Anf1), magmático, é uma magnésio-hornblenda. A alteração tardi-magmática cristalizou tschermakita-hornblenda (Anf2) e a propilitização cristalizou actinolita-hornblenda (Anf3). Durante essa alteração houve sericitização dos núcleos e cristalização de albita em torno do feldspato magmático (FK1, plg1 e 2). Em seguida, a alteração sódica cristalizou oligoclásio-albita (Plg4) em torno do FK2 e do plagioclásio 3, albitizou o feldspato potássico (FK3) e cristalizou albita (Plg5). Na sequência, a alteração potássica cristalizou microclínio (FK4) e biotita (Bt3). A clorita 1, 2 e a 3 é tardi-magmática, a 4 é propilitica, a 5 é da zona filica e a 6 faz parte da paragênese do minério profundo. A biotita 1 é magmática, a 2 é pós-magmática, gerada pela alteração da hornblenda magmática, e a biotita 3 é hidrotermal, cristalizada na zona potássica, ao mesmo tempo que o FK4. As muscovitas 2 e a 3 são fengita, pouco mais silicosas que a muscovita padrão. O esfeno 1 é magmático, o 2 é hidrotermal e ocorre sempre dentro da clorita 4 (Biondi *et al.* 2007b).

A última fase hidrotermal, relacionada à zona de cisalhamento e fraturas conjugadas, foi responsável pela maior parte da mineralização em ouro e cobre, gerando os minérios profundo e superficial. Nessa fase, as rochas foram, também, pigmentadas com óxido de ferro, carbo-

natizadas e silicificadas (Biondi *et al.* 2007a e b).

PETROGRAFIA E MICROTERMOMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS PRIMÁRIAS

Inclusões secundárias e fluido fluorado O quartzo dos minérios do Pombo possui poucas inclusões secundárias, o que pode ser compreendido, em afloramento, quando se verifica a ausência de feições que indiquem reativação de fraturas mineralizadas ou recrystalização do minério. Os corpos mineralizados são filoneanos, com minério maciço e contatos nítidos, indicando que se formaram durante um tectonismo distensional, que alargou fraturas pré-existentes que foram preenchidas por precipitados de fluidos hidrotermais (Franke *et al.* 2007). Há inclusões nas bordas dos cristais de quartzo e nos limites entre faces, mas trilhas ou planos de fraturas que cruzam esses limites são raros. A maioria das trilhas observadas é de inclusões pseudo-secundárias.

Em balanço de massa feito para determinar quais substâncias deslocaram-se durante a cristalização do minério e das rochas alteradas (Biondi *et al.* 2007a), as composições das rochas alteradas foram comparadas quantitativamente com as de amostras de referência, representativas do granito “original” (menos alterado). Em relação às amostras de referência, os teores de enxofre e de ouro dos minérios crescem juntos com o do flúor (Fig. 3). No minério profundo os teores de flúor variam entre 550 e 750 g/t e no superficial variam entre o limite de detecção e 2900 g/t. Constatada a inexistência de minerais de flúor na paragênese dos minérios, supõe-se que esteja na malha cristalina da muscovita, clorita e biotita hidrotermais (Biondi *et al.* 2007b). Dado que as amostras de referência não possuem flúor, a figura 3 indica que o fluido que precipitou ouro e co-

Figura 3 - Variação dos teores de F, Cl, S, Au, Cu e Zn nos minérios profundo e superficial comparados às amostras de referência, não mineralizadas.

bre foi fluorado. Isso insere um problema na interpretação das medidas micro-termométricas dos fluidos das inclusões, pois as características dos sistemas fluidos conhecidos, descritas na literatura, são de sistemas desprovidos de flúor.

Método Os estudos microtermométricos foram realizados em um equipamento CHAIX-MECA composto por um microtermômetro e controlador de fluxo de nitrogênio e por uma platina de aquecimento-resfriamento acoplada a um microscópio LEITZ do LAMIR – Laboratório do Departamento de Geologia da UFPR. O equipamento, aferido com substâncias padrões, possibilita a obtenção de medidas com desvios de até $\pm 1^\circ\text{C}$ nas temperaturas negativas e até $\pm 6,3^\circ\text{C}$ nas maiores temperaturas positivas. Foram utilizadas oito lâminas bipolidas de rochas das zonas de alteração hipogênica (Fig. 2, amostras 1, 6, 8 e 22), três de minério profundo com menos de 4 g Au/t (amostra 28), três de minério superficial com 10,6 g Au/t (amostra 111A) e outras três de minério superficial de alto teor (53,1 g Au/t, amostra 111D).

Classificação das inclusões fluidas A petrografia das inclusões fluidas dos minérios do Pombo permitiu separar as inclusões primárias conforme a quantidade e tipos de fases que possuem, observadas à temperatura ambiente, a cor e as proporções entre as fases líquidas,

fluidas e sólidas. Foram identificadas inclusões denominadas A1 e A2 (aquosas), AS (aquosas saturadas), C (carbônicas), AC (áquo-carbônicas), BAC (áquo-carbônicas bifásicas) e TAC (áquo-carbônicas polifásicas) e ACS (Água+CO₂+Sólido).

Sistema H₂O–NaCl–KCl–(F) As inclusões fluidas desse sistema formam nuvens com densidades muito variadas. As inclusões A1 são aquosas monofásicas ou bifásicas, incolores ou rosadas, com Vg (volume de gás + vapor) entre 5 e 15%, dimensões entre 3 e 18 μm e formas irregulares ou ovaladas. A fase líquida e a fase vapor são claras, com limites bem delineados (Fig. 4A). Às inclusões A1 misturam-se as A2, diferenciadas por serem escuras, com limites difusos e formas irregulares (Fig. 4B). Embora ambas existam em grande quantidade, as A2 são mais frequentes.

As inclusões AS (água + sólido), saturadas, são bifásicas, trifásicas ou polifásicas, com água, vapor e um ou dois sólidos, considerados ser, provavelmente, halita e silvita devido ao hábito cúbico e por serem incolores e isotrópico (Fig. 4C e D). Ocorrem isoladas e em nuvens, junto às inclusões A1 e A2. Foram encontradas no minério superficial, no minério profundo e na amostra 6 (Fig. 2), coletada no veio de quartzo de um local não mineralizado da zona de cisalhamento. Essas inclusões têm Vg de até 80%, V_l (volume de líquido)

Figura 4 - Inclusões fluidas do sistema H₂O–NaCl–KCl–(F). (A) Inclusões A1. (b) Inclusões A2. (c) Inclusões AS (água + sólido) com halita. (d) Inclusões AS com halita e silvita.

entre 20 e 95% e Vs (volume de sólido) menor que 10%. O líquido é claro e a fase gasosa, quando presente, forma uma bolha escura.

A temperatura do eutético (Te, Fig. 5A) foi difícil de ser medida em inclusões A1 e A2 com <5% em peso de NaCl eq. (Goldstein & Reynolds 1994). Quando observadas, as Te variam entre -27 e -17°C com modas em -23 e -21°C (Fig. 5A), próximas aos eutéticos indicados por Shepherd *et al.* (1985) e Hall *et al.* (1988) para o sistema NaCl-H₂O (-20,8°C e -21,2°C, respectivamente). Temperaturas entre -33 e -21°C sugerem a inserção de KCl e/ou MgCl₂ no sistema ou a formação de um eutético meta-estável o que, segundo Crawford (1981) e Davis *et al.* (1990), pode diminuir a temperatura do eutético a até -35°C. As temperaturas de fusão do gelo (Tfg, Fig. 5B) variam entre -9 e -1°C com moda entre -3 e -3,5°C. Estas temperaturas foram usadas para calcular a salinidade das inclusões bifásicas, tipos A1 e A2 (Fig. 5C), com a equação de Bodnar (1993).

As temperaturas de homogeneização da fase fluida (Th_{L-V}) variam entre 100 e 320°C, com modas em 220-230°C e 260-270°C (Fig. 5D). A homogeneização total ocorre sempre na fase líquida e as inclusões saturadas têm temperatura de dissolução dos sólidos (Ts_{KCl} ou Ts_{NaCl}) maior que a temperatura de homogeneização das fases fluidas.

A temperatura de solubilização da halita das inclusões saturadas tipo AS, com ao menos uma fase sólida (só halita ou halita+silvita), varia entre 191 e 472°C (Fig. 5E). As salinidades dessas inclusões foram calculadas com a equação de Sterner *et al.* (1988).

Na maioria das inclusões saturadas há apenas halita, o que indica que as razões molares NaCl/KCl devem ser maiores que 1. Foi possível medir a temperatura de dissolução da silvita em somente cinco inclusões e nelas a halita solubilizou a temperaturas superiores às da silvita. Nessas inclusões as concentrações de NaCl e de KCl foram determinadas graficamente, a partir das temperaturas de dissolução da halita e da silvita (Sterner *et al.* 1988), o que revelou razões molares NaCl/KCl entre 1,11 e 1,19.

Os resultados das medidas de salinidades das inclusões saturadas constam no histograma da figura 5C. As inclusões A1 e A2 fazem um grupo único com salinidades entre 1 e 15% e moda em 5% em peso de NaCl eq.. Foram encontradas poucas inclusões saturadas com dimensões suficientes para serem analisadas. As salinidades medidas agrupam-se em duas modas, uma entre 32 e 34% e outra entre 48 e 50%. As inclusões desse sistema têm Vg entre 3 (as menores inclusões que podem ser analisadas com o sistema ótico utilizado) e 80 (Fig. 5F), o que sugere a ocorrência de *boiling* durante o aprisionamento do fluido de ao menos parte das inclusões. A densidade dos fluidos varia entre 0,45 e 0,86 g/cm³, com média em 0,64 g/cm³.

Sistema CO₂ Embora numerosas e presentes em todas as amostras descritas, a maioria das inclusões contendo somente CO₂ (tipo C) tem dimensão menor que 3 µm, o que dificultou a obtenção de informações microtermométricas. Essas inclusões ocorrem isoladas (Fig. 6C) ou em grupos e trilhas, junto a inclusões aquosas do siste-

Figura 5 - Resultados da microtermometria das inclusões fluidas do sistema H₂O-NaCl-KCl-F. Temperaturas: (A) do eutético (Te), (B) de fusão do gelo (Tfg), (D) de homogeneização das fases fluidas Th_(L-V) (sempre para líquido) e, (E) de solubilização dos cristais de NaCl (TsNaCl). (C) Salinidade das inclusões saturadas em NaCl e (F) variação de Vg = volume de gás+vapor.

ma $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-(\text{F})$ (Fig. 6A, B), ou dos sistemas $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-(\text{F})$ e $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}-(\text{F})$ (Fig. 6B), o que sugere que sejam contemporâneas. A TfCO_2 varia entre $-56,5$ e $-57,1^\circ\text{C}$ (Fig. 7A), com moda em $-56,9^\circ\text{C}$, sugerindo ausência de outro gás além do CO_2 . A ThCO_2 varia entre 8 e 29°C , com moda entre 28 e 29°C (Fig. 7B) e, com exceção das amostras 6 (Fig. 2), de veio de quartzo não mineralizado, em todas as outras amostras o CO_2 homogeneiza na fase líquida. A densidade dos fluidos varia entre $0,30$ e $0,87 \text{ g/cm}^3$, com média em $0,64 \text{ g/cm}^3$.

Sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}-(\text{F})$ Inclusões áquo-carbônicas (AC) são muito comuns e ocorrem em todas as rochas hidrotermalizadas, em grupos de densidades variadas. São bifásicas (BAC), com CO_2 líquido e H_2O , trifásicas (TAC), a temperatura ambiente ou polifásicas, com CO_2 líquido, CO_2 gás, H_2O e um ou mais sólidos (Fig. 8).

A maioria dessas inclusões é preta, tem forma irregular, com dimensões de até $25 \mu\text{m}$ (Fig. 8B, C), predominando aquelas com menos de $5 \mu\text{m}$. Os cristais de saturação são isotrópico, têm formas cúbicas com arestas arredondadas e se liquefazem a temperaturas

Figura 6 - Inclusões tipo C, do sistema CO_2 . (A) Inclusões contemporâneas de inclusões com H_2O . (B) Inclusões contemporâneas de inclusões com H_2O e com $\text{CO}_2+\text{H}_2\text{O}$. (C) Inclusões com CO_2 líquido e gás.

Figura 7 - Dados microtermométricos de inclusões fluidas do sistema CO_2 . (A) Temperaturas de fusão do CO_2 . (B) Temperaturas de homogeneização do CO_2 .

diferentes. Nas inclusões com mais de uma fase sólida (Fig. 8D), os cristais que se liquefizeram a temperaturas mais baixas foram interpretados como sendo silvita e os outros foram considerados halita. O cristal prismático, com baixa birrefringência, da inclusão da figura 8A, foi interpretado como anidrita. Somente duas inclusões mostraram sólidos com essas características e suas temperaturas de liquefação foram 189°C e 204°C.

Essas inclusões contêm água e o CO_2 geralmente nos estados líquido e gasoso. A temperatura do eutético varia entre -58 e -56°C, com moda em -57°C, o que comprova a presença de CO_2 no sistema (Fig. 9A). É provável que as temperaturas menores que -57°C sejam causadas pela presença de CH_4 junto ao CO_2 (Shepherd *et al.* 1985). A determinação das temperaturas de fusão do gelo (Tfg) foi difícil devido à mistura de clatratos com os últimos cristais de gelo (Diamond 1992). As temperaturas determinadas variam entre -11 e -1°C, com moda entre -4,5 e -5,5°C (Fig. 9B).

A homogeneização do CO_2 faz-se para a fase líquida (Fig. 9C) com temperaturas dispersas entre 3 e 31°C e moda entre 29 e 31°C. Foram também muito variadas as temperaturas de homogeneização da fase fluida [$\text{Th}_{(\text{V-L})}$], dispersas no intervalo 130-370°C com uma moda principal entre 270 e 280°C e modas secundárias nos intervalos 150-160°C, 230-240°C, 300-310°C e 340-350°C. A dimensão do intervalo de dispersão e a multiplicidade de modas podem estar relacionadas às

diversas fases de precipitação de substâncias e cristalização dos minerais hidrotermais (Fig. 9D). As temperaturas de fusão dos clatratos (Tfclat.) agrupam-se entre 7,0 e 7,5°C, e variam no intervalo 0,5 a 9,5°C (Fig. 9E). As salinidades das inclusões não saturadas foram calculadas com a equação de Chen (1972) e Vlahakis *et al.* (1972, in Diamond (1992)).

As salinidades das inclusões áquo-carbônicas não saturadas variam entre 0,1 e 15% em peso de NaCl eq., com moda entre 4,5 e 5,5% (Fig. 9H, lado esquerdo), mas, sendo provável a presença de outros gases no fluido mineralizador, além do flúor, essas salinidades devem estar subestimadas (Collins 1979).

As temperaturas de solubilização das fases sólidas das inclusões saturadas são maiores que $\text{Th}_{(\text{V-L})}$. Os 10 valores medidos da temperatura de solubilização da silvita ($\text{Ts}_{(\text{KCl})}$) dispersam-se entre 320 e 410°C sem definição de moda (Fig. 9F). O intervalo 350-440°C (Fig. 9G) corresponde a Ts_{NaCl} da grande maioria das inclusões. Embora tenham modas em torno de 375°C e de 415°C, as temperaturas (mínimas) formam um bloco de valores que sugerem ter sido este o principal período de precipitação de sais e cristalização de minerais. Dois outros intervalos, a 210-230°C e a 250-270°C, correspondem a apenas 4 e 3 inclusões, respectivamente. Se realmente tiveram significado como períodos de precipitação, essas temperaturas não foram consideradas determinantes na definição das paragêneses hidrotermais.

Figura 8 - Inclusões do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}-(\text{F})$. (A) Com CO_2 e anidrita (?). (B, C) Polifásicas, tipo ACS (água+gás carbônico+sólido), com halita. (D) Polifásicas, tipo ACS, com halita e silvita.

Figura 9 - Dados microtermométricos de inclusões fluidas do sistema $H_2O-CO_2-NaCl-KCl-F$. Temperaturas: (A) do eutético (T_e), (B) de fusão do gelo (T_{fg}), (C) de homogeneização do CO_2 , (D) de homogeneização das fases fluidas (sempre para líquido), (E) de fusão dos clatratos (T_{fclat}), (F) de solubilização do KCl ($T_{s_{KCl}}$) e, (G) de solubilização do NaCl ($T_{s_{NaCl}}$). (H) Salinidade. (I) Vg = gás + vapor.

Como não há uma equação específica para determinar a salinidade de inclusões do sistema $H_2O-CO_2-NaCl-KCl-F$ saturado, optou-se por modelar as inclusões ACS também com a equação de Sterner (1988), resultando que inclusões não saturadas têm salinidade entre 2 e 16% em peso de NaCl eq., as saturadas entre 33 e 36% e as de alta salinidade entre 42 e 52% (Fig. 9H, lado direito). Essas inclusões têm Vg de até 90% (Fig. 9I), VI entre 45 e 95% e Vs entre 3 e 10%.

Sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2-F$ Essas inclusões foram encontradas no minério profundo, no superficial e em amostras coletadas em zonas falhas e/ou junto a diques basálticos (Fig. 2). Ocorrem em trilhas que delineiam formas poligonais, marcando os limites das zonas de crescimento de cristais de quartzo 3 (Fig. 10A-D) e por isso foram consideradas pseudo-secundárias. Com menor frequência se associam às inclusões A1, A2 e AC (Fig. 8 e 10E, F) formando pequenos grupos (Figs. 10E, F), caso em que foram consideradas primárias. São inclusões bifásicas, escuras, muito pequenas, oti-

camente muito parecidas com as inclusões A2 e C. Têm dimensões menores que 8 μm , predominando aquelas com menos que 5 μm , e são preenchidas por água e uma bolha escura de vapor. Embora sejam numerosas, poucas medidas micro-termométricas foram feitas devido as suas dimensões inapropriadas.

Segundo Goldstein & Reynolds (1994), o modelo $H_2O-NaCl-CaCl_2$ pode ser adotado para fluidos de inclusões cujas temperaturas do eutético são menores que $-40^\circ C$. As amostras de minério e as relacionadas às falhas contêm inclusões primárias e pseudo-secundárias com fluidos cujos eutéticos estão a temperaturas entre -55 e $-39^\circ C$, com modas nos intervalos -51 a $-52^\circ C$, -47 a $-48^\circ C$ e -40 a $-41^\circ C$ (Fig. 11A). A variação da temperatura deve-se à dificuldade de identificar o início da fusão do gelo nesse tipo de inclusão.

Segundo Shepherd (1985) e Goldstein & Reynolds (1994), após o congelamento, os primeiros cristais que se fundem são de antartacita ($CaCl_2 \cdot 6H_2O$). Após a fusão da antartacita a inclusão passa a ter líquido+gelo+hidrohalita ($NaCl \cdot 2H_2O$). Em seguida pode ocorrer fusão do gelo ou

Figura 10 - Inclusões fluidas do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ -(F). (A) Inclusões pseudo-seundárias formam trilhas que delineiam as zonas de crescimento dos cristais de quartzo 3 com formas poligonais. (B) Mesma imagem de A, realçando as trilhas de inclusões. (C) Inclusões pseudo-seundárias em cristais de quartzo 3 que formam trilhas com formas retangulares. (D) Mesma imagem de C, realçando as trilhas de inclusões. (E) Inclusões primárias Aca (Aquosas cálcicas), com água e uma bolha escura de vapor. (F) Outra imagem de inclusões tipo Aca.

Figura 11 - Temperaturas: (A) do eutético (Te), (B) de fusão da hidrohalita (Tfhydr), (C) de fusão do gelo (Tfg), (D) de homogeneização das fases fluidas (sempre para líquido) e (E, F e G) Salinidade; do fluido das inclusões fluidas do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ -(F).

da hidrohalita, a depender da composição do fluido congelado. Como o fluido congelado ficou claro e fundiu-se rapidamente, foi considerado que a segunda fusão foi da hidrohalita (Shepherd 1985). A dificuldade de definir o início da fusão da hidrohalita justifica a larga margem de variação das temperaturas medidas, entre -45 e -22°C (Tfhidr., Fig. 11B). O gelo ($\text{H}_2\text{O}+\text{sais}$) foi a última fase a fundir, desaparecendo a temperaturas entre -50 e 0°C com moda entre -25 e -20°C (Tfg, Fig. 11C). As salinidades dos fluidos desse sistema foram calculadas com o modelo de Oakes *et al.* (1990). Calculadas com essa equação, as % em peso de $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ dos fluidos das inclusões variaram entre 13 e 28%, com moda entre 22 e 24% (Fig. 11E). Conhecido X_{NaCl} e $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$, foi determinado que as porcentagens em peso de NaCl variam entre 2 e 23%, predominando valores entre 4 e 8% (Fig. 11F), e as de CaCl_2 variam entre 2 e 21% predominando valores entre 14 e 17% (Fig. 11G). A homogeneização dos fluidos [$\text{Th}_{(\text{L-V})}$] faz-se sempre para líquido, a temperaturas entre 70 e 200°C com moda entre 100 e 110°C (Fig. 11D).

GEOTERMOMETRIA DA CLORITA A figura 12A mostra as temperaturas de cristalização de 55 cristais de clorita do Pombo, analisadas por Biondi *et al.* (2007b), determinadas com a equação de Cathelineau & Nieva (1985) e corrigidas segundo Zang & Fyfe (1995) e, também, as temperaturas calculadas com a equação de Cathelineau (1988). As temperaturas médias de cristalização de cada um dos cinco tipos de clorita (Tab. 1) constam na figura 12B. A clorita 2, com alto teor de K_2O (Biondi *et al.* 2007b), não foi incluída nessas figuras.

Todas as médias de temperaturas calculadas com a fórmula de Cathelineau (1988) são mais elevadas que as calculadas com a fórmula de Cathelineau & Nieva (1985). As temperaturas mais elevadas foram consideradas mais representativas da realidade porque, ao contrário das outras, enquadram-se dentro dos intervalos de temperaturas que, a seguir, serão calculados com isócoras.

Durante a alteração tardi-magmática, a clorita

1 cristalizou a aproximadamente 313°C e a 3 a aproximadamente 266°C (Fig. 11, Tab. 1). A temperatura média de cristalização da clorita 4, da zona propilitica, foi de 282°C e a da clorita 5, da zona filica, de 301°C . A clorita 6 cristalizou na última fase hidrotermal, a cerca de 308°C , quando os minerais de minério e de ganga ocuparam falhas e fraturas.

DISCUSSÃO

Condições de formação das inclusões fluidas A figura 13, que apresenta as temperaturas de homogeneização das inclusões versus as salinidades, mostra existirem três grupos de inclusões aproximadas pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{(F)}$. O grupo representado por valores menores que 15% em peso de NaCl eq. é composto por inclusões de amostras de rochas coletadas próximas a falhas e em zonas hidrotermais. Suas temperaturas de homogeneização variam entre 110°C e 320°C , têm salinidade entre 1 e 13% e razão molar NaCl/KCl menor que 1. O grupo de salinidade intermediária, entre 30 e 40% em peso de NaCl eq., é composto por inclusões de amostras de minério profundo e da amostra 6 (Fig. 2), de veio de quartzo não mineralizado. Suas temperaturas de homogeneização variam entre 190 e 300°C , têm salinidade entre 30 e 40% em peso de NaCl eq. e razão molar NaCl/KCl maior que 1. O grupo de salinidade mais elevada, entre 46 e 57%, é composto somente por inclusões de amostras de minério superficial, que homogeneizaram a temperaturas entre 280 e 470°C .

As inclusões aproximadas pelo sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{(F)}$ também formam três grupos, com salinidades e temperaturas de homogeneização similares às observadas nas inclusões do sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}-\text{(F)}$ (Fig. 13). Os fluidos de baixa salinidade têm temperaturas de homogeneização total entre 130 e 370°C , os de média salinidade entre 210 e 270°C e os de alta salinidade entre 280 e 430°C . As características comuns das inclusões desses dois sistemas, e o fato de ocorrerem juntas em grupos e trilhas dentro dos mesmos cristais de

Figura 12 - (A) Temperaturas de cristalização de toda clorita analisada em amostras de rochas e minérios. (B) Médias das temperaturas de cristalização da clorita do Pombo.

Tabela 1 - Médias das temperaturas de cristalização da clorita de rochas e minérios do depósito Pombo, calculadas com a equação de Cathelineau & Nieva (1985) e a de Cathelineau (1988).

Mineral	Cathelineau & Nieva (1985) com correções de Zang & Fyfe (1995) (°C)	Cathelineau (1988) (°C)	Número de análises / Desvio padrão (°C)
Clorita 1	265.1	313.4	4 / 32.3
Clorita 3	229.8	266.4	6 / 7.9
Clorita 4	239.9	281.7	13 / 24.8
Clorita 5	249.2	301.1	14 / 25.8
Clorita 6	242.6	307.8	18 / 15.1

quartzo, sugerem que elas formaram-se simultaneamente, conforme os sistemas evoluíram durante a formação dos minérios e das zonas hidrotermais, condicionados pelas mudanças de P e T do ambiente. Notar, ainda, que as inclusões com fluidos considerados do sistema H_2O -NaCl-CaCl₂-(F) têm salinidades entre 13 e 27% em peso de NaCl eq. e Tht entre 80 e 190°C, ocupando uma posição única no diagrama Tht vs. Salinidade, o que sugere que tenham se formado em outra fase da evolução do sistema hidrotermal, provavelmente em processo diferente daquele que originou os outros fluidos.

O quartzo do minério profundo cristalizou a partir de um fluido com Vg menor que 20% e salinidade entre 30 e 40% em peso de NaCl eq. (Fig. 14), enquanto no superficial Vg é maior que 35% e a salinidade da maioria das inclusões é maior que 40% em peso de NaCl eq..

A diferença de aproximadamente 15% entre o maior Vg do minério profundo e o menor do superficial,

e a diferença de salinidade entre esses dois fluidos, sugere uma mudança brusca do fluido mineralizador, provavelmente causada por decompressão seguida de ebulição do fluido que gerou o minério profundo. Isto explicaria as já mencionadas diferenças composicionais entre os dois minérios, a transição entre o minério profundo e o superficial a aproximadamente 40 m abaixo da superfície atual (na Fig. 2, corresponde à zona onde houve ebulição) e a espessura muito maior dos veios que contêm o minério superficial. Notar, também, que o quartzo de um veio não mineralizado (amostra 6) tem um grupo de inclusões cujos fluidos têm menos que 12% e outro com mais de 30% em peso de NaCl eq., uma mudança que poderia, também, ser consequência de ebulição, ainda que desenvolvida em menor proporção que no veio mineralizado (Fig. 14). Nesse caso o maior valor de Vg é 30%, o que sugere que a ebulição tenha evoluído menos e a concentração de cátions na fase líquida teria sido in-

Figura 13 - Salinidades totais vs. temperaturas de homogeneização totais de todos os fluidos das inclusões fluidas primárias dos três sistemas fluidos aquosos que participaram da gênese do depósito Pombo.

Figura 14 - Salinidade total vs. Vg em fluidos das inclusões fluidas primárias de sistemas fluidos que participaram da gênese do depósito Pombo. Neste diagrama não constam inclusões do sistema H_2O -NaCl- $CaCl_2$ -(F).

suficiente para precipitar Au e Cu.

Estimativa da pressão e temperatura de origem dos fluidos A estimativa da pressão e temperatura de origem dos fluidos hidrotermais que originaram o depósito Pombo é complicada devido à superposição das zonas de alteração hidrotermal sódica e tardi-magmática e da filica sobre as anteriores, particularmente a propilítica. O cálculo de isócoras (Fig. 15) foi feito considerando a alteração tardi-magmática + sódica e a filica + propilítica como duas zonas de alteração, ao invés de quatro. Essa consideração se justifica na observação de que essas zonas se formaram em sequência, durante um evento hidrotermal que evoluiu gradativa e continuamente (Biondi *et al.* 2007a). Assim sendo, foi considerado que a paragênese da zona tardi-magmática pode ser juntada à da sódica constituindo uma zona de alteração única, o mesmo aplicando para as zonas propilítica e filica.

A coexistência de inclusões com fluidos dos sistemas CO_2 , H_2O -NaCl-KCl-(F) e H_2O - CO_2 -NaCl-KCl-(F) em grupos ou em trilhas no interior dos mesmos cristais de quartzo de amostras do minério profundo e das diferentes zonas hidrotermais, sem evidências de aprisionamento sucessivo de fluidos diferentes, conforme critérios de Pichavant *et al.* (1982) e Ramboz *et al.* (1982), foi considerada consequência do aprisionamento simultâneo dos fluidos (Roedder & Bodnar 1980). Segundo Roedder & Bodnar (1980) e Brown & Lamb (1986), se houve aprisionamento simultâneo de dois

fluidos imiscíveis, a pressão e a temperatura de aprisionamento podem ser estimadas com o uso de cruzamento de isócoras. Ramboz *et al.* (1982) argumentaram que se ocorreram modificações pós-aprisionamento, que tenham resultado em perdas variáveis de fluidos (*necking down*) e/ou em larga faixa de graus de preenchimento (*boiling*), o uso de cruzamento de isócoras para estimar a pressão e a temperatura de aprisionamento dos fluidos é inadequado, motivo pelo qual não foram calculadas isócoras com amostras do minério superficial.

Para calcular as isócoras foram selecionadas, em cristais de quartzo de cada zona hidrotermal e do minério profundo, inclusões primárias somente com CO_2 e inclusões com H_2O -NaCl-KCl-(F) que coexistem em um mesmo grupo ou em uma mesma trilha. A presença de inclusões carbônicas, aquo-carbônicas cloradas e aquosas cloradas co-genéticas, que indicam a existência de fase imiscíveis de uma solução parental comum, sugere que os fluidos foram aprisionados em um ambiente próximo do *solvus* H_2O - CO_2 -NaCl. Nesse caso, para estimar os verdadeiros valores de P e T no momento em que essas inclusões se formaram, nenhuma correção de Tht e da pressão interna das inclusões é necessária (Elder & Cashmann 1992).

Os limites de T e P definidos pelos cruzamentos das isócoras foram testados com as temperaturas nas quais cristalizaram as cloritas consideradas em equilíbrio com os cristais de quartzo cogenéticos, que contêm as inclusões usadas nos cálculos das isócoras. O

Figura 15 - Cruzamento de isócoras de fluidos de inclusões do depósito Pombo. (A) Minério profundo. Notar as linhas que marcam as temperaturas máxima e mínima de cristalização da clorita 6, que é ganga do minério profundo. (B) Zonas de alteração tardi-magmática e hidrotermal sódicas, nas quais cristalizaram a clorita 1 e a 3. (C) Zonas propilítica e filica, que contém a clorita 4 e a 5. (D) Zonas de alteração relacionadas às falhas, na qual também cristalizou a clorita 6.

intervalo entre a menor e a maior temperatura de cristalização da clorita de uma dada zona hidrotermal deve situar-se entre os limites de temperatura definidos pelo cruzamento das isócoras de inclusões de amostras da mesma zona hidrotermal. A tabela 2 contém os resultados obtidos, lidos nas figuras 15A, B, C e D.

A figura 15A mostra isócoras de fluidos de inclusões da amostra 28 (Fig. 2), de minério profundo e que as temperaturas máxima e mínima de cristalização da clorita 6, desse minério, estão dentro do intervalo de temperatura definido pelo cruzamento das isócoras. As isócoras da figura 15B foram calculadas com fluidos de inclusões da amostra 1, representativa das zonas de alteração sódica tardi-magmática e hidrotermal, na qual cristalizaram a clorita 1 e a 3. A figura 15C foi calculada com fluidos de inclusões da amostra 22, representativa das zonas propilítica e filica, na qual cristalizaram a clorita 4 e a 5 e a figura 15D foi calculada com inclusões das amostras 6 e 8, representativas da alteração relacionada às falhas (sericitização e pigmentação com óxido de ferro), na qual cristalizou a clorita 6.

Origem e evolução dos fluidos hidrotermais Provavelmente o fluido hidrotermal primitivo, que primeiro circulou no granito nas imediações da zona de cisalhamento que contém o depósito de Au-Cu (Bi), foi exsol-

vido do magma granítico, pertenceu ao sistema H_2O -NaCl-KCl e tinha fluor. O modo de ocorrência e os resultados da microtermometria das inclusões contemporâneas sugerem que os fluidos considerados dos sistemas CO_2 , H_2O -NaCl-KCl-(F) e H_2O - CO_2 -NaCl-KCl-(F) derivaram, por fracionamento sucessivo e imiscibilidade, dessa solução comum primitiva denominada “fundido salino hidratado” (Roedder 1992). Durante a precipitação da maior parte dos minerais de alteração e de minério teria havido uma diminuição gradativa e concomitante da salinidade dos fluidos, causada pela emissão de uma sequência de fases fluidas imiscíveis. O flúor contido no fluido primitivo e nos dele derivados deve ter sido retido na malha cristalina da biotita, clorita e sericita cristalizadas durante o hidrotermalismo.

A figura 16, feita com as informações da figura 15 e da tabela 2, indica como evoluíram os fluidos derivados dessa solução primitiva, conforme podem ser hoje observados nas rochas hidrotermalmente alteradas e nos minérios do Pombo. Cada linha dessa figura une o ponto de maior ao de menor temperatura e pressão de aprisionamento de fluidos das inclusões de cada uma das zonas hidrotermais e do minério profundo do depósito Pombo, conforme determinado pelo cruzamento de isócoras. A diminuição gradativa e concomitante da pressão desde as zonas sódicas tardi-magmática e hi-

Tabela 2 - Temperatura e pressão máxima e mínima de aprisionamento de inclusões fluidas de diferentes zonas hidrotermais do depósito Pombo estimadas pelos cruzamentos de isócoras de inclusões contemporâneas dos sistemas CO_2 e $\text{H}_2\text{O-NaCl-KCl-(F)}$. A última coluna mostra a temperatura máxima e mínima de cristalização da clorita das mesmas zonas hidrotermais.

Zona hidrotermal	Temperatura estimada pelas isócoras		Pressão estimada pelas isócoras		Temperatura de cristalização das cloritas (Cathelineau 1988)	
	Máxima	Mínima	Máxima	Mínima	Máxima	Mínima
Alteração relacionada a falhas (Figura 15D)	550°C	300°C	2,8 Kb	1,2 Kb	339°C-Clta 6	291°C-Clta 6
Alteração sódica tardi-magmática e hidrotermal (Figura 15B)	530°C	190°C	4,7Kb	1,1 Kb	339°C-Clta 1	266°C-Clta 1
					235°C-Clta 3	219°C-Clta 3
Alterações propilítica e filica (Figura 15C)	550°C	160°C	3,3 Kb	1,0 Kb	326°C-Clta 4	252°C-Clta 4
					327°C-Clta 5	242°C-Clta5
Minério profundo (Figura 15A)	490°C	300°C	2,2 Kb	1,1 Kb	339°C-Clta 6	291°C-Clta 6

Figura 16 - Pressão e temperatura máxima e mínima de aprisionamento dos fluidos das inclusões de quartzo das diversas zonas hidrotermais e do minério profundo do depósito Pombo, comparadas aos intervalos de temperatura de cristalização da clorita equilibrada com o quartzo de cada uma das zonas.

drotermal até o minério profundo poderia ser explicada pela evolução da zona de cisalhamento que encaixa os corpos mineralizados.

A ascensão dos fluidos derivados do granito em direção à superfície teria ocorrido conforme a zona de cisalhamento evoluiu de regime compressional para distensional, o que causaria a diminuição contínua da pressão do ambiente. Limitando a pressão e a temperatura de cristalização do quartzo de cada zona de alteração pelas temperaturas de cristalização máximas e mínimas das cloritas consideradas com eles equilibradas, a alteração sódica ocorreu quando a pressão estava entre 2,6 e 1,3 kb e a temperatura entre 340 e 220°C, os mine-

rais das zonas propilítica e filica cristalizaram a pressão entre 1,9 e 1,4 kb e temperaturas entre 330 e 240°C, e os do minério profundo, com pouco ouro, a pressão entre 1,3 e 1,1 kb e temperatura entre 340 e 290°C (Fig. 16). Ao final da cristalização do minério profundo teria ocorrido o período de maior descompressão da zona de cisalhamento, o que causou a abertura de espaços vazios nas zonas rúpteis mais próximas da superfície. A descompressão subta causaria a ebulição do fluido (Fig. 14) e a conseqüente transferência da carga catiônica da parte do fluido vaporizada para o resíduo líquido, que se tornaria super-salino (Roedder 1992), com até 57% de NaCl eq.. Esse fluido teria precipitado muito ouro 1

e os minerais do minério superficial, gerando os corpos 1 e 2 e os seus segmentos de minério maciço.

Fluidos tardios do sistema H_2O -NaCl- $CaCl_2$ -(F) foram os de menor temperatura encontrados nas inclusões (Gallagher *et al.* 1992). Esses fluidos percolaram somente as falhas maiores e sua maior Tht foi 194°C e a menor foi 53°C, o que sugere que tenham sido os de menores temperaturas de todo o sistema hidrotermal. Devem ter incorporado cálcio proveniente da albitização dos plagioclásios e Fe^{2+} liberado pela alteração da clorita da zona propilitica e da biotita da zona potássica, o que fez com que sua salinidade ficasse entre 13 e 27% em peso (Fig. 13). Possivelmente formou-se pela mistura dos fluidos residuais da ebulição, dos sistemas H_2O -NaCl-KCl-(F) e H_2O - CO_2 -NaCl-KCl-(F), com água meteórica, gerando um fluido ácido e oxidante que transformou Fe^{2+} em Fe^{3+} , precipitou óxido de ferro, pigmentou as rochas próximas das falhas, precipitou carbonato 2 nas fraturas das rochas e microfraturas dos minerais e cristalizou ouro2 (Biondi *et al.* 2006). O sistema hidrotermal foi invadido por esses fluidos, que também hidrolisaram as paragêneses previamente desenvolvidas, propiciando a formação de grandes massas de sericita ± clorita junto ao quartzo nas partes mais permeáveis da zona de cisalhamento (Beane 1983).

CONCLUSÕES Os minerais da alteração tardi-magmática provavelmente cristalizaram quando fluidos primitivos supersalinos do sistema H_2O -NaCl-KCl, com mais sódio que potássio, permeavam o granito ainda não inteiramente cristalizado. Esse fluido alterou o feldspato magmático, cristalizou albita em torno dos cristais alterados e cloritizou hornblenda e biotita. Finda a cristalização do granito, houve nucleação de uma zona de cisalhamento em cujas porções racinais, durante transição de um regime transpressional para distensional, foram focalizados fluidos fluorados exsolvados do granito, modelados pelos sistemas CO_2 , H_2O -NaCl-KCl-(F) e H_2O - CO_2 -NaCl-KCl-(F), fracionados do fluido primitivo. A razão molar NaCl/KCl maior que 1 desses fluidos sugere que foram responsáveis pela alteração sódica hidrotermal, desenvolvida a temperatura maior que 340°C, na qual quartzo1 e cloritas1 e 3 cristalizaram sob pressão de 2,6 a 1,3 kb e temperatura entre 340 e 220°C. A alteração evoluiu quando esses fluidos, agora com salinidade menor que 15%, razão molar NaCl/KCl menor que 1 e temperatura provavelmente

maior que 370°C (Tht entre 110 e 370°C), infiltraram-se nas rochas, migrando lateralmente a partir das zonas de cisalhamento e fraturas conjugadas, e causaram a transição da alteração sódica para a potássica hidrotermal. Após a potassificação das rochas, em posições mais distantes do plano axial da zona de cisalhamento, fluidos dos mesmos sistemas, mas com temperaturas menores, cristalizaram quartzo2 e cloritas4 e 5 sob pressão confinante de 1,9 a 1,4 kb e temperatura entre 320 e 240°C, geraram a zona propilitica e depois a filica. A superposição dessas zonas obliterou as informações características de cada uma delas.

Enquanto em posições laterais à zona de cisalhamento formavam-se as zonas hidrotermais, na região axial, a temperatura maior que 470°C (Tht do minério superficial varia entre 380 e 470°C), em posições abaixo de 40 m da superfície atual, os minerais do minério profundo, com pouco ouro1, precipitaram em um ambiente confinado no qual quartzo3 e clorita6 cristalizaram a pressão entre 1,3 e 1,1 kb e temperatura entre 340 e 290°C, a partir de um fluido com 30-40% em peso de NaCl eq.. Também na zona axial dos cisalhamentos, em posições situadas a menos de 40 m da superfície atual, o fluido mineralizador encontrou cavidades formadas pela distensão da zona de cisalhamento onde, devido à decompressão, entrou em ebulição e precipitou o minério superficial. A salinidade desse fluido, entre 40 e 57% em peso de NaCl eq., e o desenvolvimento avançado da ebulição causaram a precipitação de sais em abundância e a cristalização de minério maciço, formando veios com possanças métricas de quartzo + sericita + sulfetos + sulfossais + ouro1. Atualmente, a região onde começou a precipitação do minério superficial pode ser identificada pelos teores de Au maiores que 5 g/t, os de cobre maiores que 0,1% e pela ausência de clorita na paragênese do minério quartzo-sericítico.

Com a extinção da pluma do sistema hidrotermal, o sistema foi invadido por água meteórica que se misturou aos fluidos hidrotermais, gerando fluidos ácidos e oxidantes, modelados pelo sistema H_2O -NaCl- $CaCl_2$. Esses fluidos propiciaram a cristalização de sericita nas rochas encaixantes dos veios de quartzo e sericita + ouro2 nas partes mais permeáveis do minério e dos veios de quartzo contidos na zona de cisalhamento, transformando o minério superficial e as rochas encaixantes em microgreisens.

Referências

- Beane R.E. 1983. Hydrothermal alteration in silicate rocks. In: Titley S.R. (ed.) *Advances in Geology of Porphyry Copper Deposits*, SEG Press, p. 117-138.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R., Villanova S.N. 2006. Mineralogia e química do minério de Au-Cu (Bi) do depósito Pombo (Terra Nova do Norte – MT). *Rev. Brasil. de Geociências*, **36**(4):603-622.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R., Villanova S.N. 2007a. Petrografia e petroquímica das zonas de alteração hipogênicas do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). *Rev. Brasil. de Geociências*, **37**(1):129-147.
- Biondi J.C., Franke N.D., Carvalho P.R., Villanova S.N. 2007b. Caracterização ótica e química dos minerais das zonas de alteração hipogênica do depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Terra Nova do Norte (MT). *Rev. Brasileira de Geociências*, **37**(2):352-373.
- Bodnar R.J. 1993. Revised equations and table for determi-

- ning the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**:683-684.
- Brown P.E. & Lamb W.M. 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions: Geobarometry and Archean gold deposits. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **50**:847-852.
- CPRM. Serviço Geológico Nacional 2003. *Mapa geológico da região de Alta Floresta – MT*. Legenda. São Paulo, CPRM, 1:1.000.000.
- Cathelineau M. 1988. Cations site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Cathelineau M. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer – The Los Azufres geothermal system (México). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **91**:235-244.
- Collins P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Econ. Geol.*, **74**:1435-1444.
- Crawford M.L. 1981. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions. In: Hollister L.S. & Crawford M.L. (eds.) “*Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*”. *Mineral. Assoc. Canada*, **6**:75-100.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spencer R.J. 1990. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-Grown halite crystals in the system NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**:591-601.
- Diamond L.W. 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate+CO₂ liquid+CO₂ vapor+aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:273-280.
- Elder D. & Cashmann S.M. 1992. Tectonic control and fluid evolution in the Quartz Hill, California lode gold deposits. *Economic Geology*, **87**:1795-1812.
- Franke N.D., Carvalho P.R., Villanova S.N., Biondi J.C. 2007. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas relacionadas ao depósito de Au-Cu (Bi) Pombo, Vila Nova do Norte (MT). *Rev. Brasileira de Geociências*, **37**(3):333-351.
- Gallagher V., Feely M., Hogelsberger H., Jenkin G.R.T., Fallick A.E. 1992. Geological, fluid inclusion and stable isotope studies of Mo mineralization, Galway granite, Ireland. *Mineral. Deposita*, **27**(4):314-325.
- Goldstein R.H. & Reynolds T.J. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. Oklahoma, SEPM Short Course nº 31, 198p.
- Hall D.H., Sterner S.M., Bodnar R.J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Econ. Geol.*, **83**:197-202.
- Oakes C.S., Bodnar R.J., Simonson J.M. 1990. The system NaCl-CaCl₂-H₂O: I-The ice liquidus at 1 atm pressure. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**:603-610.
- Pichavant M., Ramboz C., Weisbrod A. 1982. (A) Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. I. Phase equilibria analysis – a theoretical and geometrical approach. *Chem. Geology*, **37**:1-27.
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. (A) Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geology*, **37**:29-48.
- Roedder E. 1992. Fluid inclusion evidence for immiscibility in magmatic differentiation. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:5-20.
- Roedder E. & Bodnar R.J. 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusions studies. *Anniv. Rev. Earth Planet. Sci.*, **8**:263-301.
- Shepherd T.J., Ranking A.H., Aldert D.H.M. 1985. “*A practical Guide to Fluid Inclusion Studies*”. New York, Blackie, 238 p.
- Sterner S.M., Hall D.L., Bodnar R.J. 1988. Synthetic fluid inclusions: V – Solubility relations in the NaCl-KCl-H₂O system under vapor-saturated conditions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **52**:989-1005.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposits, Carajás, Brazil. *Mineral. Deposita*, **30**:30-38.

Manuscrito ID 11963

Submetido em 01 de agosto de 2008

Aceito em 16 de junho de 2009