

# O DEPÓSITO AURÍFERO DE ANTÔNIO PEREIRA, QUADRILÁTERO FERRÍFERO: CONDIÇÕES P-T E NATUREZA DOS FLUIDOS MINERALIZADORES

**ROGÉRIO RIBEIRO-KWITKO<sup>1</sup> & CLAUDINEI GOUVEIA DE OLIVEIRA<sup>2</sup>**

**Abstract THE ANTÔNIO PEREIRA GOLD DEPOSIT, IRON QUADRANGLE: P-T CONDITIONS AND THE NATURE OF MINERALIZING FLUIDS** The Antônio Pereira gold deposit occurs along the tectonic contact between the Gandarela and Cauê formations (Paleoproterozoic Minas Supergroup) in the northeastern flank of the Mariana Anticline. The gold-bearing quartz-dolomite-arsenopyrite veins are located in *P* and *T* fractures of a non-coaxial deformation system. Interstratal slip and boudinage played an important role in vein emplacement during sin-kinematic to distensional deformation. Gold occurs as veinlets, inclusions and filling interstitial spaces in arsenopyrite. Hydrothermal alteration is restricted to the vein vicinity, and was responsible for the crystallization of chlorite, quartz, sulfides (arsenopyrite) and tourmaline in the host rocks. Ore-vein chlorite and carbonate were used as geothermometers, and indicated an average value of  $319 \pm 45^\circ\text{C}$ , interpreted as the stabilization temperature of the hydrothermal paragenesis and, consequently, of the fluid precipitation. Fluid inclusion microthermometric studies revealed an inhomogeneous aquo-carbonic fluid with low to moderate salinity, and  $\text{XCO}_2$  between 0,44 and 0,99. Traces of  $\text{N}_2$  and  $\text{H}_2\text{S}$  have been identified in the gas phase. Isochores calculated for the hydrothermal system indicate pressure values compatible with crustal depth shallower than 10 km. The heterogeneity of fluid inclusion suggests that gold precipitation was induced by fluid mixture, during which high  $\text{XCO}_2$  and low-salinity metamorphic fluids interacted with subordinate low  $\text{XCO}_2$  and moderate-salinity magmatic fluids. Similarities in mineralogy, gold / gangue mineral chemistry and ore vein geometry allow a genetic correlation between the Antônio Pereira and Passagem de Mariana gold deposits.

**Keywords:** Mariana anticline, gold mineralization, fluid inclusion, geothermometry

**Resumo** O depósito de Antônio Pereira integra o contexto geológico do distrito aurífero de Mariana, o qual inclui ainda outros importantes depósitos auríferos que se distribuem ao longo do traço NW do anticlinal de Mariana, na porção central do Quadrilátero Ferrífero. Os depósitos encontram-se hospedados preferencialmente na interface estrutural (zona de cisalhamento Fundão-Cambotas) que envolvem as unidades Gandarela, Cauê (Supergroup Minas) e Nova Lima (*greenstone belt* Rio das Velhas). Os veios quartzo-carbonáticos auríferos ocorrem em fraturas *P* e *T* de um sistema deformativo não-coaxial, que se associam a extensões controladas por processos de deslizamento interestratal normal e *boudinagem* das encaixantes dolomíticas. Estes veios exibem alteração hidrotermal localizada, diagnosticada principalmente por cloritação, silicificação, turmalinização e sulfatação das encaixantes. O ouro ocorre como inclusões e/ou em espaços intragranulares na arsenopirita. Estudos microtermométricos de inclusões fluidas indicam que os fluidos trapeados durante a formação dos veios auríferos são áquo-carbonados heterogêneos, com médias de  $\text{XCO}_2$  entre 0,44 e 0,99, tendo contribuições de traços de  $\text{N}_2$  e  $\text{H}_2\text{S}$  na fase gasosa, com valores baixos a moderados de salinidade. Isócoras calculadas para o sistema hidrotermal forneceram valores de pressão compatíveis com profundidades crustais  $<10$  km. A heterogeneidade do grau de preenchimento das inclusões fluidas é indicativa de um processo de precipitação supostamente por mistura de fluidos, envolvendo fluidos metamórficos, com  $\text{XCO}_2$  elevada e baixa salinidade, e fluidos magmáticos (subordinados), tendo  $\text{XCO}_2$  mais baixo e salinidade moderada. Geotermômetros de clorita e carbonatos destes mesmos veios auríferos mostram que a temperatura de estabilização da paragenese hidrotermal e, por consequência, de precipitação do fluido mineralizador ocorreu por volta de  $319 \pm 45^\circ\text{C}$ . Semelhanças em termos de mineralogia, composição química do ouro, alteração hidrotermal das encaixantes e geometria de veios auríferos, permitem uma correlação genética entre os depósitos auríferos de Antônio Pereira e Passagem de Mariana.

**Palavras-chave:** Anticlinal de Mariana, mineralização aurífera, inclusões fluidas, geotermometria

**INTRODUÇÃO** O Quadrilátero Ferrífero representa um dos mais importantes distritos auríferos do Brasil e uma das maiores províncias metalogenéticas do planeta. A produção aurífera histórica dessa região tem sido superior a 1000 ton., o que equivale a mais de 40% da produção total de ouro do Brasil (Ribeiro-Rodrigues 1998). De acordo com a idade e a natureza das rochas hospedeiras, Ribeiro-Rodrigues (1998) classifica os depósitos auríferos do Quadrilátero Ferrífero em três categorias: *i*) hospedados em rochas arqueanas do Supergrupo (*greenstone belt*) Rio

das Velhas; *ii*) hospedados em rochas metassedimentares paleoproterozóicas do Supergrupo Minas; e *iii*) hospedados em coberturas aluvionares e lateríticas cenozóicas. O depósito aurífero de Antônio Pereira, assim como o depósito de Passagem de Mariana, ocorre ao longo do traço da anticlinal de Mariana e hospedados no contato tectônico entre os supergrupos Minas (Paleoproterozóico) e Rio das Velhas (Neoarqueno). Fazem parte dos depósitos da segunda categoria, os quais englobam ainda depósitos controlados por zonas de cisalhamento em formações

1 - CVRD, BR-262, Km-296, Santa Luzia-MG, rogério.kwitko@cvrd.com.br

2 - Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 70.910-900: Brasília-DF, gouveia@unb.br

ferríferas do tipo Lago superior (exs. Gongo Sôco, Cauê, Conceição), além de depósitos hospedados em metaconglomerados do tipo Witwatersrand (ex. Gandarela).

**MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NA ANTICLINAL DE MARIANA** Os depósitos auríferos localizados na Anticinal de Mariana (Veloso, Palácio Velho, Rocinha, Santana, Morro Redondo e Mata Cavalão) estão hospedados, sobretudo, na interface tectônica (falha de Fundão-Cambotas) do *greenstone belt* Rios das Velhas e as coberturas plataformais paleoproterozóicas do Supergupo Minas (Fig. 1). Esta descontinuidade estrutural, que contorna toda a extensão da Anticinal de Mariana, controla ainda outras ocorrências e depósitos auríferos da região. O depósito aurífero de Antônio Pereira faz parte deste contexto estrutural, porém está confinado a unidades do Supergupo Minas, na interface tectônica entre as formações Cauê e Gandarela.

As ocorrências e depósitos auríferos são representados por corpos de quartzo subconcordantes nas rochas hospedeiras quartzítico-filítico-carbonáticas e/ou cortam a xistosidade e os contatos em baixo ângulo. Formações ferríferas da Formação Cauê e xistos carbonáticos do Grupo Nova Lima constituem, respectivamente, a capa e lapa da mineralização (Vial 1988, Vial *et al.* 1988).

Interpretações genéticas para a mineralização de Passagem de Mariana têm sido sucessivamente discutidas há cerca de um século. Hussak (1898, *in* Oliveira *et al.* 1996) assume para os estaurolita xistos e outros litotipos da mina uma origem por metamorfismo de contato de intrusões graníticas, responsáveis também pelos veios auríferos. Derby (1911) ratifica o modelo, associando a mineralização a veios pegmatíticos originados em três fases de fraturamento pneumatolítico, idéia compartilhada também por Guimarães (1965).

Barbosa (1968) defende para a mineralização um caráter epigenético, com *veio-camada* concordante, gerado durante o arqueamento da Anticinal de Mariana, após a atuação de um deslocamento por empurrão subconcordante à foliação.

Fleischer & Routhier (1973) interpretam a mineralização como singenética sedimentar-exalativa, sendo os litotipos encaixantes correlatos à Formação Batatal. Os diversos litotipos observadas na mina, bem como seus contatos imbricados, são assumidos como variações faciológicas no ambiente sedimentar, que teriam sido afetadas somente por dobramentos.

Vial (1988) interpreta a mineralização como epigenética, originada por falhamento de empurrão responsável pela imbricação das unidades encaixantes e os veios discordantes.

Chauvet & Menezes (1992), Chauvet *et al.* (1993, 1994, 2001) e Endo (1997) concluem também que a mineralização é epigenética, condicionada por estruturas extensionais, gerada em um ambiente distensivo que se sucedeu ao evento compressional responsável pelos empurrões na região. Os veios de quartzo formados durante esse evento são decimétricos a decamétricos, sendo que os veios maiores exibem geometria tabular, com superfícies onduladas, e disposição subconcordante ao contato litológico. Os veios menores são discordantes e apresentam comumente seção geométrica sigmoidal (*tension gashes*) (Fig. 2).

Enquanto Endo (1997) admite que estas estruturas poderiam ter sido geradas durante o evento tectônico Transamazônico (entre 2,25 e 1,90 Ga), Chauvet *et al.* (2001) admitem para elas idade brasiliiana. Os últimos autores se fundamentam em idades Ar-Ar em torno de 490 Ma obtidas a partir de biotita e muscovita da paragênese hidrotermal do depósito de Passagem de Mariana. A deposição do Au e a geração desses minerais teriam ocorrido

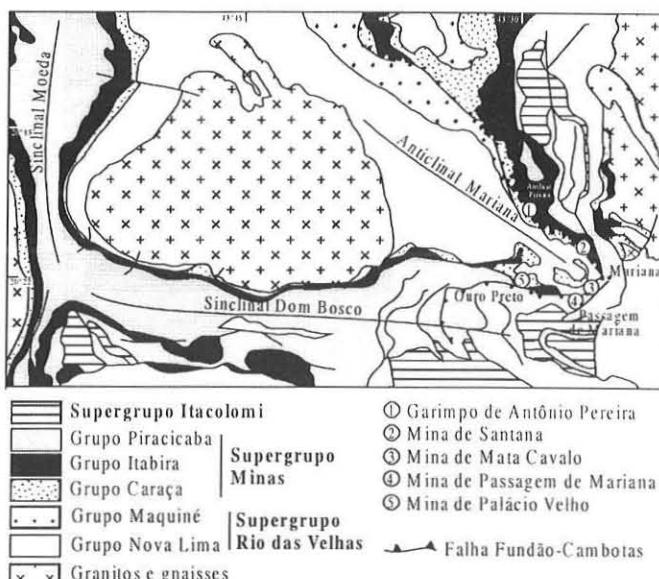


Figura 1 - Mapa geológico da região sudeste do Quadrilátero Ferrífero. Destaque para os depósitos auríferos distribuídos ao longo do traço da falha Fundão-Cambotas na porção periclinal da Anticinal de Mariana (modificado de Chauvet *et al.* 1994).

durante episódio de colapso pós-tectônico do orógeno Brasiliiano, ao qual se associam deslizamentos normais que teriam se utilizado das estruturas planares previamente geradas.

Os veios auríferos expostos na mina de Passagem de Mariana são quartzo-carbonáticos sulfetados, com importante contribuição de sericita, e realçados pela presença de turmalina em proporções variáveis, formando localmente grandes massas de turmalinito. Os sulfetos perfazem até 15% do volume dos veios, sendo representados principalmente por arsenopirita. Pirrotita, pirita, calcopirita, galena, bertierita ( $FeSb_2S_4$ ), lolingita ( $FeAs_2$ ) e ingodita ( $Bi(S,Te)$ ) ocorrem como traços (Vial *et al.* 1988). Guimarães & Coelho (1944 *in* Pereira & Santos 1984) descrevem ocorrência de scheelita e estibnita no minério aurífero de Passagem de Mariana. O ouro ocorre principalmente nos interstícios, como inclusões e/ou em vénulas nos sulfetos e pode conter até 30% de Ag.

Além das ocorrências e depósitos auríferos, a anticinal de Mariana hospeda ainda nas proximidades do depósito de Antônio Pereira um importante depósito de topázio imperial, lavrado atualmente por atividade garimpeira, e uma ocorrência de barita exposta em uma mina abandonada.

O topázio imperial ocorre em veios quartzosos hospedados em dolomitos alterados ("borra de café") da Formação Gandarela. Esses veios, que consistem ainda de dolomita, florencita (aluminofosfato de Ce) e rutilo (Gandini 1994), são supostamente cogenéticos aos veios auríferos da pedreira de Antônio Pereira.

A barita, com textura sacaróide e granulação média, dispõe-se em lentes métricas encaixadas concordantemente em dolomitos róseos da Formação Gandarela. A julgar pela morfologia das lentes, sua ocorrência é restrita, fato justificado também pela ausência de barita nos dolomitos estudados fora da mina.

## O DEPÓSITO AURÍFERO DE ANTÔNIO PEREIRA

Este depósito aurífero localiza-se no flanco nordeste da Anticinal de

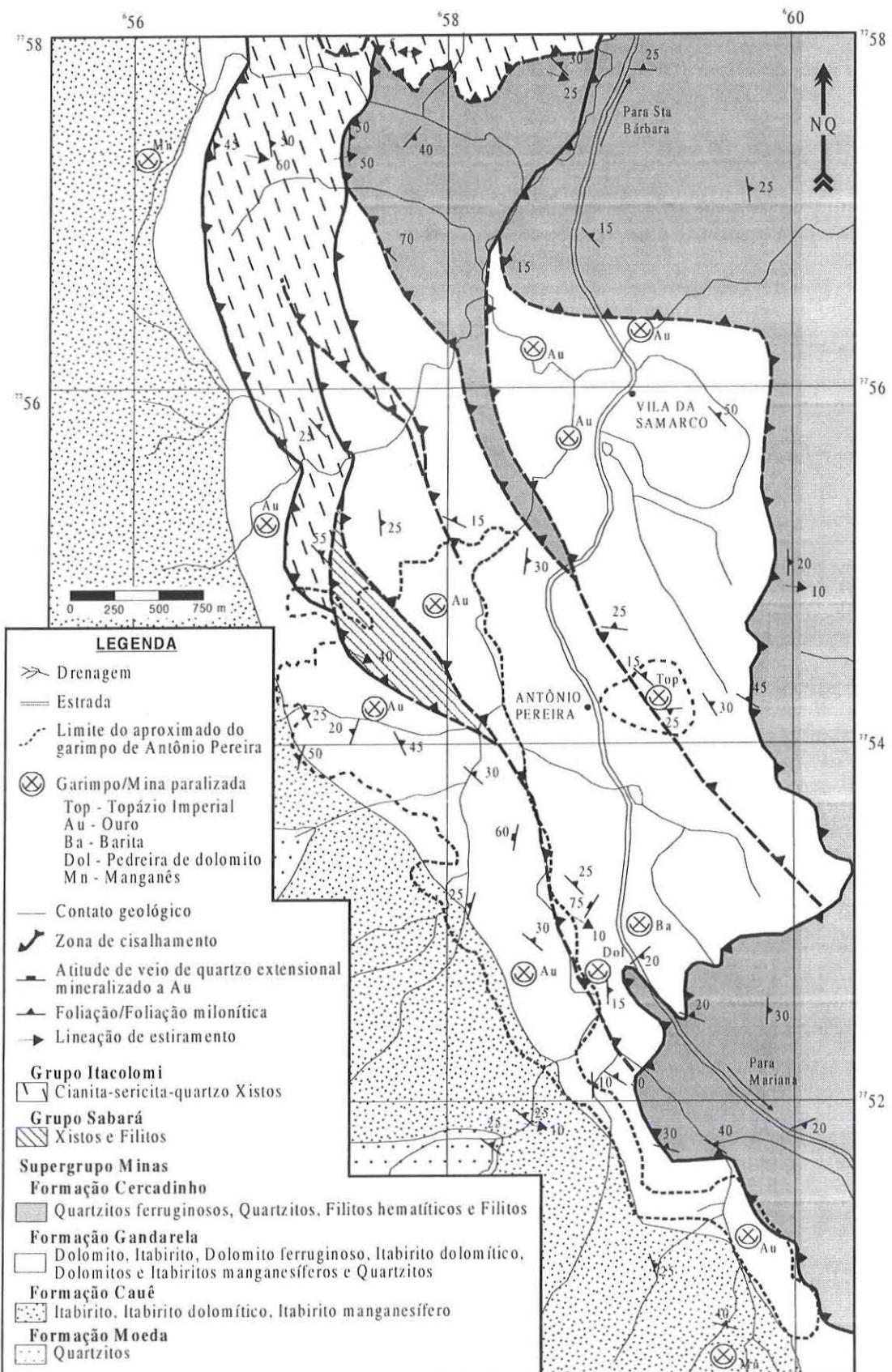


Figura 2 - Mapa geológico da região do depósito aurífero de Antônio Pereira. Destaque para o garimpo e a pedreira de Antônio Pereira, além da indicação de outras ocorrências minerais da região (modificado de Leal & Masot 1997).

Mariana e desenvolveu-se sobre litotipos do Supergrobo Minas, correlacionáveis aos dolomitos da Formação Gandarela, e no seu contato, a oeste e a leste, com itabiritos da Formação Cauê (Fig.2). Os limites norte e nordeste são com o Grupo Sabará (mica xistos, filitos carbonosos) e o Grupo Itacolomi (fengita-quartzo xistos, localmente com cianita).

A Formação Gandarela é caracterizada por intercalações métricas a decamétricas de dolomitos, dolomitos ferruginosos, silicosos ou manganesíferos, com itabiritos silicosos, carbonáticos ou manganesíferos. Níveis de quartzitos e filitos cinza aparecem de forma muito subordinada.

O garimpo de ouro está limitado a leste por litotipos inalterados da Formação Gandarela, expostos em uma pedreira de dolomito. São representados por dolomitos, com quartzitos e dolomitos ferruginosos subordinados. Os tipos extremos de alteração intempérica e de preservação dos litotipos da Formação Gandarela são referenciados ao longo do texto como *garimpo* e *pedreira*, respectivamente.

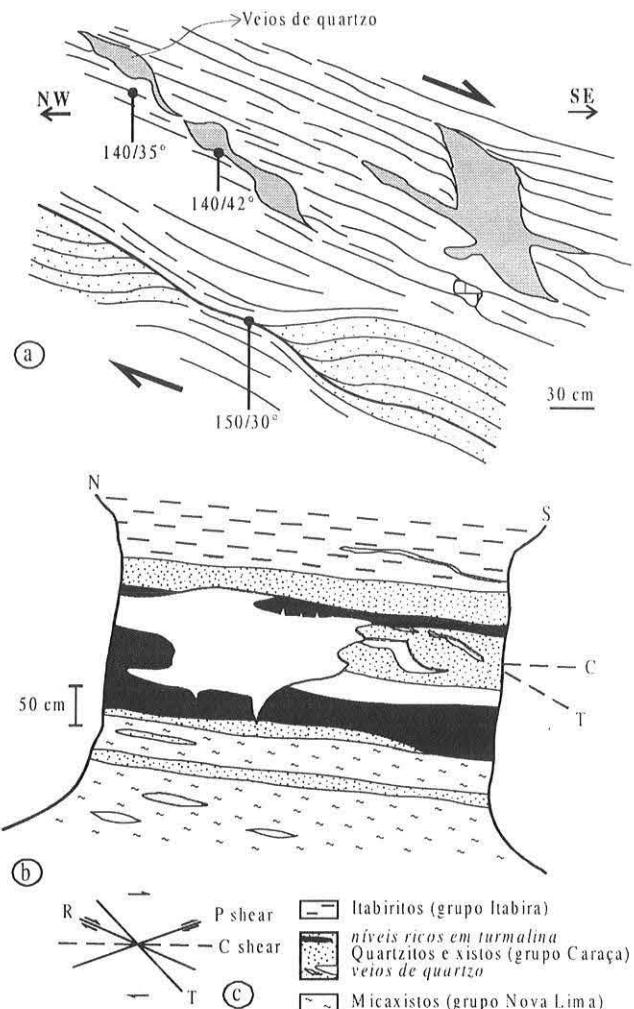
Uma feição marcante na área do garimpo é o avançado intemperismo das rochas, que ultrapassa os 150 m de profundidade. O processo foi responsável pela completa substituição de carbonatos dos dolomitos por hidróxidos de Fe ± Mn e caulinita subordinada, conferindo ao saprolito tonalidade ocre, grande porosidade, baixa densidade e extrema friabilidade, aspecto denominado informalmente como “borra de café”. Depósitos coluvionares e aluviais terciário-quaternários ocorrem em toda a área do garimpo, em especial no sopé da Serra de Antônio Pereira, e foram submetidos historicamente à lavra garimpeira. São formados por brechas, conglomerados e arenitos laterizados, localmente recobertos por canga. Depósitos de rejeito de antigos garimpos ocorrem na parte sul da área, e também apresentam cimentação laterítica superposta.

No garimpo de Antônio Pereira, os litotipos mostram foliação com mergulhos baixos a moderados para nordeste e, subordinadamente, para sudeste, além de feições de milonitização localmente importantes. Sistemas conjugados de falhas normais tardias, de natureza rúptil e traço geral noroeste, são comuns na porção sul do garimpo, condicionando dobramentos mesoscópicos complexos e heterogêneos.

O contraste reológico entre os níveis dolomíticos composicionalmente diferentes é evidenciado por *boudinagem* assimétrica, com imbricação da foliação, e simétrica. Tais feições mostram um importante processo de deslizamento interestratal com componente dúctil-rúptil, associado à deformação extensional na área. Nas regiões de estrangulamento dos *boudins*, há formação de bolsões quartzo-carbonáticos sulfetados, de mesma composição dos veios auríferos (Fig. 4a, b).

**Veios auríferos** Encaixados nos dolomíticos da pedreira de Antônio Pereira, ocorrem veios quartzo-carbonáticos sulfetados mineralizados a Au, com equivalentes intempericamente alterados encontrados na área do garimpo, podendo ser classificados em termos de estruturação e mineralogia em duas famílias (Fig. 4b):

*VEJOS DO TIPO I* Têm largura média de 20 cm e orientação geral



*Figura 3 - Desenhos esquemáticos de feições estruturais dos veios auríferos da mina de Passagem de Mariana, segundo Endo 1997 (a) e Chauvet & Menezes 1992 (b). Notar que os veios tabulares são definidos por superfícies C, enquanto os veios sigmoidais mostram-se encaixados em fraturas T (extension gashes). Em ambos casos os veios foram gerados em ambiente distensivo com cinemática normal.*

N $20^{\circ}$ W/20°NE, subconcordante com a foliação Sn e ao acamamento So das encaixantes dolomíticas. Exibem continuidade lateral comumente interrompida por processo de *boudinagem*, ao qual se associa segregação de dolomita e quartzo (Fig. 4b).

Estes veios compõem-se de uma associação de dolomita (60-90%), quartzo (10-40%) e arsenopirita (<30%), com clorita, fluorita, pirita, pirotita, calcita e turmalina (podendo localmente ultrapassar 10% da composição modal) e grafita, calcopirita, escorodita, zircão, rutilo e bismutinita como ocorrências raras. Os teores de Au mais comuns para estes veios variam em torno de 20 ppm, porém valores acima de 100 ppm podem ser localmente alcançados.

Quartzo e dolomita mostram trama poligonal, com granulação grossa, enquanto clorita ocorre em bolsões, com textura decussada, localmente radial. Os sulfetos estão em geral dispersos nos veios e nos dolomitos encaixantes, formando comumente agregados de

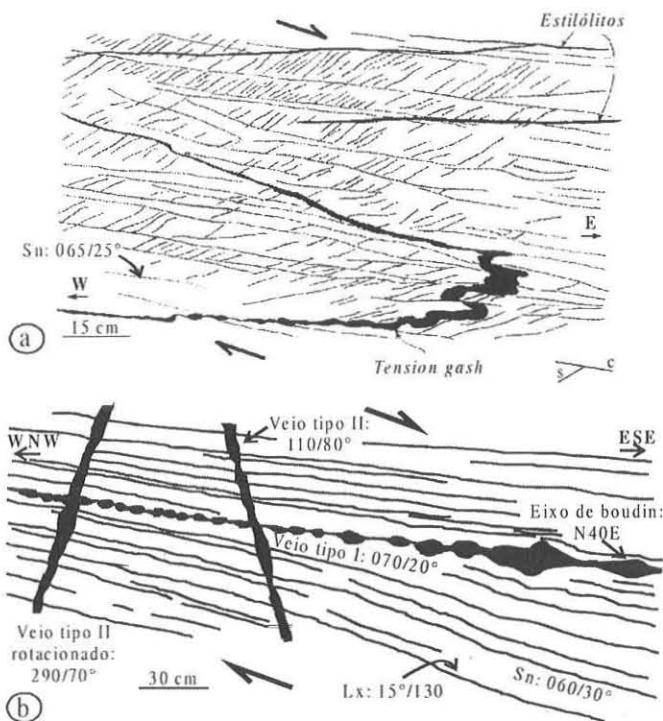


Figura 4 - Padrão de afloramento dos dolomitos da Formação Gandarela (a) e tipologia dos veios auríferos de Antônio Pereira (b.). Note que a foliação milonítica S-C indica deformação dúctil-rúptil com cinemática normal (a), à qual se associa a geração de famílias de veios quartzo-carbonáticos sulfetados controlados por estruturas de extensão T e P (b).

cristais de granulação grossa. Fluorita, calcita e grafita, que ocorrem preenchendo pequenas venulações e cavidades (fraturas e brechas), constituem as últimas fases minerais estabilizadas no processo de formação dos veios. Sulfetos e turmalina, além de fluorita e grafita, são observados também nas imediações dos veios, em infiltrações nas rochas encaixantes, formando halos estreitos (<40 cm) de alteração nos dolomitos.

Elementos de assimetria (foliação S-C, sombra de pressão) indicam que estes veios foram gerados por movimentação normal, correspondendo, em termos geométricos e cinemáticos, a fraturas P de sistemas deformativos não-coaxiais, originadas precocemente ao processo deformativo distensional.

**VEIOS DO TIPO II** Têm largura média em torno de 30 cm e orientação geral N20°E, com disposição discordante em alto ângulo com as encaixantes dolomíticas (Fig. 4b). Compõem-se de uma associação mineral restrita, onde predominam quartzo (70-100%), arsenopirita (<25%) e dolomita (<10%), além de traços de calcita e clorita. A arsenopirita ocorre esporadicamente em agregados de granulação grossa, que definem envelopes irregulares e descontínuos dos núcleos quartzosos dos veios. Os teores de Au são em geral mais elevados que os obtidos para os veios do tipo I, ultrapassando em algumas amostras 100 ppm.

Estes veios representam *tension gashes* sin- a tardí-cinemáticos ao processo deformativo distensional. Tal interpretação é corroborada por sua macroestrutura foliada, com disposição planar paralela às paredes do veio, aliada a intensa recristalização do quartzo. Outra evidência do seu caráter sin-deformacional é a sua

rotação, mostrando mergulhos em alto ângulo ora para SE (orientação preservada), ora para NW (rotacionada) (Fig. 4b).

**Bugre** A denominação de *bugre* é dada aos produtos intemperizados dos veios do tipo I e encaixantes dolomíticas encontrados na área do garimpo de ouro. Tratam-se de níveis subconcordantes de material quartzo-ferruginoso, encaixadas nos litotipos "borra de café". Possuem espessuras variáveis, geralmente em torno de 40 cm, com grande irregularidade na sua distribuição e estruturação, ocasionada pela superposição de sistemas rúptis de falhas que formam comumente pares conjugados.

O *bugre* apresenta-se como uma massa friável argilo-arenosa de diversas tonalidades, que consiste basicamente em um saprolito quartzo-goethítico, com importante contribuição de magnetita parcialmente martitizada, hematita e caulinita (<30%). Turmalina, criptomelana e pirolusita aparecem como minerais acessórios (<2%), com ocorrência irregular. Mostram teores máximos de Au em torno de 30 ppm, com médias inferiores a 3 ppm.

Estes produtos exibem grande variação das proporções modais, característica que condiciona as variações de cores, passando por tonalidades amareladas, avermelhadas e negras, o que representa o predomínio de quartzo, hidróxidos de Fe e óxidos de Mn, respectivamente. A tonalidade ocre escuro é em geral a principal característica distintiva utilizada pelos garimpeiros da região para prospecção do *bugre* portador dos maiores teores de Au. Além de apresentar tonalidade idêntica a bolsões intemperizados de arsenopirita, observados nos veios da pedreira, possui altos teores de As, o que reforça a suposição de tratar-se do equivalente alterado de massas de arsenopirita em veios quartzo-carbonáticos.

Nas imediações das encaixantes do *bugre*, são comuns halos de alteração evidenciados por níveis milimétricos de hematita espacial, nos itabiritos, e brechação nos dolomitos.

**TEMPERATURA DE FORMAÇÃO DOS VEIOS** As paragêneses metamórficas e hidrotermais do depósito de Antônio Pereira são características de condições de baixa temperatura (fácies xisto verde). Estas condições foram confirmadas a partir do estudo da termodinâmica de formação de clorita e calcita da paragênese hidrotermal, que ocorrem subordinadamente nos veios do tipo I expostos na pedreira de dolomito, correlacionáveis ao *bugre* no garimpo de Antônio Pereira.

**GEOTERMOMETRIA DE CLORITAS DE ANTÔNIO PEREIRA** Foi utilizada a metodologia de cálculo de Cathelineau (1988), segundo critérios de ocupação do sítio cristalográfico tetraédrico por Al, que mostra um aumento no conteúdo de Al<sub>(IV)</sub> com o acréscimo da temperatura, onde:

$$T^{\circ}\text{C} = -61,9229 + 321,9772 \text{ Al}_{(\text{IV})}$$

O geotermômetro da clorita, que se aplica com maior confiabilidade para T entre 150 e 300°C, leva em consideração a diminuição da fração molar em clorita do membro final rico em Si<sub>(IV)</sub> com temperatura crescente. Aumentos nas razões molares de Fe e Mg também são dependentes em parte da temperatura, mas são fortemente influenciáveis pelas condições geoquímicas do ambiente geológico, não sendo por isso levadas em conta para os cálculos.

As 47 lamelas de cloritas analisadas por microsonda eletrônica ocorrem nos veios do tipo I na área da pedreira, associadas com carbonatos, arsenopirita, quartzo e fluorita. Quimicamente se enquadram no tipo clinocloro, com baixa razão Fe/Fe+Mg, o que condiz com a filiação magnesiana dos carbonatos paragenéticos.

Os valores de temperatura encontrados variam de 283,5 a 355,0°C, com média de 319,4°C, representando uma ocupação do sítio tetraédrico por 27 a 32% de  $\text{Al}_{(\text{IV})}$  (Fig. 5).

**GEOTERMOMETRIA DE CARBONATOS DE ANTÔNIO PEREIRA** Utilizou-se o geotermômetro desenvolvido por Anovitz & Essene (1987), sob forma de expressões polinomiais da curva de solvus do sistema  $\text{CaCO}_3 - \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , que leva em conta as frações molares de  $\text{MgCO}_3$  e  $\text{FeCO}_3$  em calcita paragenética com dolomita. A abrangência da calibração do geotermômetro é de 250 a 900°C, bastante mais elástica que a do geotermômetro da clorita.

Os 22 grãos de carbonatos analisados por microssonda eletrônica pertencem à paragênese hidrotermal dos veios auríferos do tipo I da pedreira de Antônio Pereira. Estes carbonatos compõem-se de uma associação de calcita com dolomita subordinada. Os resultados mostram ausência praticamente total de Fe nos carbonatos, bem como de solução sólida entre os termos calcíticos e dolomíticos, conforme previsível pelo traçado da curva solvus do sistema.

Os valores de temperatura, entre 130 e 480°C, calculados para os carbonatos apresentam dispersão maior que os de clorita (Fig. 5). Porém, ambos os geotermômetros mostram médias próximas a 300°C.

**Interpretação dos resultados geotermométricos** Os valores de temperatura de estabilização da paragênese clorita-carbonato mostram-se bastante coerentes, com geotermômetros apresentando valores médios situados entre 296 e 319 °C. Os dados do geotermômetro da clorita tem comportamento normal, superpondo-se média, mediana e moda, com valores consistentes de freqüência. Já os dados do geotermômetro da calcita mostram-se dispersos e com baixa freqüência, para as mesmas famílias, impossibilitando uma avaliação estatística coerente. Com isso, pode-se assumir para a estabilização da paragênese clorita-carbonatos a temperatura do geotermômetro da clorita (319 °C).

O cálculo do erro dessa temperatura torna-se complexo devido ao número de variáveis passíveis de erro envolvidas no cálculo, bem como o desconhecimento do erro associado às equações para essa temperatura. Porém, algumas informações podem ser computadas, dentre elas: *i*) a diferença entre o valor de T medido por Cavaretta *et al.* (1982), de 350 °C, e o calculado por extrapolação a partir do  $\text{Al}_{(\text{IV})}$  em cloritas é de 10 °C; *ii*) o desvio médio dos valores de T medidos por Cathelineau (1988) para a reta de regressão das cloritas é de 15 °C, com o maior desvio alcançando 45 °C; *iii*) para a curva *solvus* do sistema calcita-dolomita, Anovitz & Essene (1987) relatam um erro de  $\pm 10$  °C para temperaturas entre 500 e 800 °C, crescendo rapidamente para valores de temperatura fora dessa faixa; e *iv*) os valores médios de temperatura calculados a partir de  $T^{\text{Mg}}$  e  $T^{\text{FeMg}}$  (carbonatos) e  $T^{\text{Al(IV)}}$  (cloritas) na paragênese hidrotermal de Antônio Pereira mostram uma diferença máxima de 23 °C.

Com isso, pode-se assumir o maior valor citado como erro para a temperatura de estabilização da paragênese hidrotermal de Antônio Pereira ( $T^h$ ), sendo esta  $T^h = 319 \pm 45$  °C.

**INCLUSÕES FLUIDAS** Foram amostrados para estudos de inclusões fluidas os veios hidrotermais I e II hospedados em dolomitos inalterados da pedreira e seus equivalentes alojados em dolomitos intemperizados na área do garimpo (*bugre*). Os estudos foram realizados em inclusões em quartzo e dolomita.

A caracterização microtermométrica das inclusões secundárias

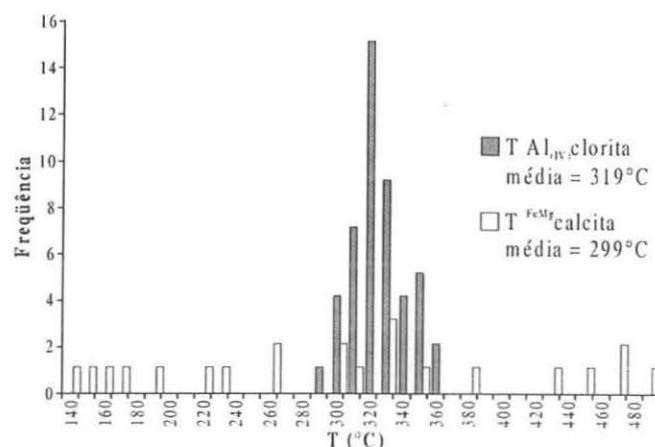


Figura 5 - Variações de temperatura obtidas pelos geotermômetros da clorita e da calcita para os veios auríferos do depósito de Antônio Pereira. Note que as médias de ambos geotermômetros concentram-se em torno de 300 °C.

dos veios auríferos de Antônio Pereira foi preferida, em função da priorização do estudo das primárias e pseudo-secundárias como representantes do fluido mineralizador. Um total de 15 lâminas bipolidas foi utilizado na caracterização petrográfica das inclusões, das quais 5 amostras representativas foram selecionadas para estudos microtermométricos e por espectrometria Raman conduzidos no Instituto de Geociências da Universidade de Campinas-Unicamp.

**Petrografia das inclusões fluidas** Todas as amostras apresentaram inclusões áquo-carbônicas, com extremos freqüentes de composição carbônica e menos abundantes de composição aquosa. Foram reconhecidas, segundo critérios morfológicos, inclusões primárias áquo-carbônicas, pseudo-secundárias áquo-carbônicas e secundárias aquosas. Suas principais características são as seguintes:

**Primárias carbônicas e áquo-carbônicas:** inclusões predominantemente bifásicas, com monofásicas carbônicas ocorrendo de forma importante. Distribuídas de forma aleatória, isoladas ou agrupadas em trilhas esparsas, apresentam dimensões variando de 8 a 30mm, raramente chegando a extremos com até 50µm. São na maioria anédricas a subédricas, com cristais negativos ocorrendo com maior freqüência em quartzo; e

**Pseudo-secundárias carbônicas e áquo-carbônicas:** Inclusões com as mesmas características das primárias, organizadas segundo longas trilhas no interior dos grãos. Apresentam formas irregulares, em geral alongadas, localmente prismáticas, com dimensões variando de menos de 1 a 15µm. São freqüentemente oblíquas ou perpendiculares às trilhas, ou mesmo em trilhas *en-échelon*.

**Secundárias aquosas:** são inclusões preferencialmente monofásicas, organizadas em trilhas e comumente em microfraturas, acompanhadas por películas de oxidação. São pouco abundantes e têm formas irregulares, alongadas ou prismáticas, com dimensões reduzidas, raramente ultrapassando 10µm.

O grau de preenchimento (GP) das inclusões áquo-carbônicas foi levantado por estimativa visual, baseado nos diagramas de referência de Shepherd *et al.* (1985). Todas as amostras apresentaram tendência a bimodalidade de distribuição, com concentração de valores de GP em 1 - 0,85 e abaixo de 0,35. Dentro dessas faixas,

a distribuição é bastante esparsa, mostrando grande heterogeneidade de preenchimento das inclusões. Exceção é feita a uma amostra, onde a fase aquosa tem presença desprezível nas inclusões.

**Microtermometria das inclusões fluidas** Os ensaios microtermométricos foram realizados em platina semi-automática Linkam THMSG-600, acoplada a microscópio Zeiss Jenapol, equipado com objetivas de longo percurso de 16 e 50x. A observação das transições de fase foi feita em monitor de 14", com captura de imagem por câmera CCD monocromática.

Os ensaios microtermométricos consistiram de três etapas principais: *i*) resfriamento das inclusões carbônicas ou áquo-carbônicas até -110°C, visando o total congelamento das fases de CO<sub>2</sub>, a uma taxa de 35°C/min.; *ii*) aquecimento à mesma taxa até o máximo de 30°C (dependendo das transições observadas), com taxas de 1 a 5°C/min. Em temperaturas próximas à do eutético (quando observado), fusão do CO<sub>2</sub>, homogeneização de CO<sub>2</sub>, fusão de gelo e fusão de clatrato; e *iii*) aquecimento das inclusões até o ponto de homogenização final, com taxas de 35°C/min. até cerca de 100°C, sendo gradativamente rebaixadas a 5°C/min. a partir de 150°C.

As tabelas 1 e 2 apresentam um sumário do estudo das inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias dos veios auríferos de Antônio Pereira.

**COMPOSIÇÃO DAS FASES AQUOSAS** Poucas medidas de temperatura de eutético foram feitas, em virtude da predominância das fases carbônicas, além da dificuldade de reconhecimento do início da fusão. A baixa salinidade das inclusões foi também res-

ponsável pela dificuldade no discernimento do ponto eutético. Foram encontrados valores entre -53,9 e -48,5°C, com moda em -52°C (Tab. 1). Essa faixa é compatível com o eutético do sistema CaCl<sub>2</sub>-NaCl-H<sub>2</sub>O, de -52°C (Dubois & Marignac 1997, William-Jones & Samson 1990, Vanko *et al.* 1988, Vanko *et al.* 1992).

A composição de carbonatos, cloritas e turmalinas paragenéticas dos veios de Antônio Pereira é predominantemente magnesiana. Isso sugere relação Ca/Mg << 1 na geoquímica dos fluidos hidrotermais, o que inviabiliza o CaCl<sub>2</sub> como principal componente salino das fases aquosas. Porém, o eutético do sistema MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O ocorre a -33,6°C (-35°C em presença de NaCl) (Roedder 1984, M. Dubois e E. Roedder 1998 *com. pess.*). Sugere-se aqui que os dados de Antônio Pereira sejam efetivamente de eutéticos do sistema MgCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O, através de hidratos intermediários como MgCl<sub>2</sub>.4H<sub>2</sub>O (MG4) e MgCl<sub>2</sub>.8H<sub>2</sub>O (MG8). Dados experimentais de Spencer & Lowenstein (1992) apontam valores de eutético ≥-52°C para os sistemas H<sub>2</sub>O-MG4 e H<sub>2</sub>O-MG8. Segundo os autores, tais fusões são metaestáveis e dificultam a distinção entre a presença de MgCl<sub>2</sub> ou de CaCl<sub>2</sub> (ou ambos) em inclusões fluidas.

Com base nos dados e sugestões acima expostos, pode-se assumir como componentes salinos principais do sistema hidrotermal de Antônio Pereira o MgCl<sub>2</sub>, seguido de CaCl<sub>2</sub> em proporção > 1:1.

**SALINIDADE** Os cálculos de salinidade das inclusões de Antônio Pereira foram feitos levando-se em conta a seguinte relação, para o sistema NaCl-CO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (Chen 1972 *in* Darling 1991):

$$\% \text{ pesoNaCl} = 0,00098241 (10-T) (T^2 + 45,385T + 1588,75)$$

onde T(°C) é a temperatura de fusão final de clatratos (T<sub>f</sub><sub>clat</sub>) de

**Tabela 1 – Sumário das transições de fase observadas, o seu significado, a qual sistema se aplicam e as faixas de temperaturas medidas em inclusões fluidas dos veios auríferos de Antônio Pereira.**

Mudança de fase	Informação obtida	Sistema	Temperaturas (°C)
Eutético	Tipo de sal ou sais em solução	Aquoso	-53,9 a -48,5
Fusão do CO <sub>2</sub>	Composição da fase gasosa	Carbônico	-57,7 a -56,5
Fusão do gelo	Salinidade do fluido	Aquoso	-9,3 a -0,4
Fusão de clatrato	Salinidade do fluido	Aq-carb.	-3,4 a 11,9
Homogeneização do CO <sub>2</sub>	Densidade do fluido	Carbônico	-39,2 a 31,3
Homogeneização final	T mínima de aprisionamento	Aq-carb.	104,9 a 310,4
Crepitação	T mínima de aprisionamento	Aq-carb.	163,6 a 295,2

**Tabela 2 – Sumário da caracterização das inclusões fluidas primárias e pseudo-secundárias dos veios auríferos de Antônio Pereira (temperaturas médias).**

Veios (mineral)	Tipo de inclusão	T <sub>e</sub> (°C)	T <sub>f</sub> CO <sub>2</sub> (°C)	T <sub>f</sub> clat (°C)	Sal.	T <sub>b</sub> final T crep (°C)	Dens.	X H <sub>2</sub> O	X CO <sub>2</sub>	X H <sub>2</sub> S	X N <sub>2</sub>	X CH <sub>4</sub>
edr. (dol)	áq.-carb.	-51,6	-57,1	6,2	4,7	208,2	0,91	0,330	0,670	n.d.	n.d.	n.d.
edr. (dol)	carbônica	n.d.	-56,8	9,2	1,6	165,8	1,03	0,010	0,990	0,000	0,000	0,000
edr. (dol)	áq.-carb.	n.d.	-57,0	5,2	5,0	n.d.	0,94	0,560	0,440	n.d.	n.d.	n.d.
Gar. (qtz)	áq.-carb.	-51,2	-56,6	7,9	4,3	259,4 233,0	0,98	0,380	0,590	0,000	0,033	0,000
Gar. (qtz)	áq.-carb.	-49,0	-56,6	10,9	0,2	170,2	0,95	0,420	0,560	0,001	0,000	0,000

temperatura do eutético, T<sub>f</sub> CO<sub>2</sub> = temperatura de fusão de CO<sub>2</sub>, T<sub>f</sub> clat = temperatura de fusão de clatratos, T<sub>b</sub> final = temperatura de homogeneização final, T crep = temperatura de crepitação, n.d. = não determinado, Sal. = Salinidade (% NaCl equiv.), Dens. = Densidade tot. fluido (g/cm<sup>3</sup>), Pedr. = Pedreira, Gar. = Garimpo (Bugre).

inclusões áquo-carbônicas. Os valores encontrados de salinidade raramente ultrapassam os 5% NaCl eq., situando-se próximos de zero em uma amostra e entre 2 e 5% NaCl eq. nas demais amostras (Tabela 2).

Os valores de salinidade das mesmas inclusões foram recalculados segundo o sistema  $\text{CaCl}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ , pela seguinte equação (Zhang & Frantz 1989):

$$\% \text{ peso CaCl}_2 = 0,1545 - 1,736T - 0,0396T^2 - 0,00034T^3$$

onde  $T(\text{°C}) = T_f^{\text{clat}}$ . Os valores de salinidade encontrados em ambos sistemas ( $\text{NaCl-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  e  $\text{CaCl}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ) foram comparados entre si, evidenciando a equivalência entre eles. A salinidade das inclusões estudadas pode, portanto, ser expressa tanto em termos de % NaCl eq. quanto em %  $\text{CaCl}_2$  eq.. Apesar de não haver expressões para cálculo de salinidade no sistema  $\text{MgCl}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$  por meio de  $T_f^{\text{clat}}$ , mesmo nos trabalhos mais recentes (Spencer *et al.* 1990, Spencer & Lowenstein 1992, Dubois & Marignac 1997), pode-se assumir, por analogia aos demais sistemas calculados, valores igualmente baixos de %  $\text{MgCl}_2$  eq..

**CARACTERIZAÇÃO DAS FASES CARBÔNICAS** Os valores modais da temperatura de fusão das fases carbônicas de Antônio Pereira variam entre -56,6 e -57,1 °C (Tabs. 1 e 2). Segundo Xavier (1997, *com. pess.*), desvios dessa ordem (0,5 °C) para a  $T_f$  do  $\text{CO}_2$  puro (-56,6 °C) não significam necessariamente presença de outras espécies, podendo corresponder mais provavelmente ao erro analítico. De qualquer forma, estas pequenas variações indicam que, se presentes no sistema, outras espécies ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  ou  $\text{H}_2\text{S}$ ) ocorrem em proporções moleculares praticamente desprezíveis, não comprometendo a aproximação dos resultados para o sistema  $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-MgCl}_2$ .

As temperaturas de homogeneização de fases carbônicas são indicativas da densidade do  $\text{CO}_2$  aprisionado e, por conseguinte, da pressão a que foi submetido o fluido quando do aprisionamento (Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985). As densidades de  $\text{CO}_2$ , associadas às estimativas de GP, permitem calcular as frações molares de  $\text{CO}_2$  no fluido aprisionado.

Os cálculos da densidade de  $\text{CO}_2$  e total, bem como das frações molares de  $\text{CO}_2$  das inclusões dos veios auríferos de Antônio Pereira foram realizados com o software FLINCOR (Brown 1989), utilizando a equação de estado definida por Brown & Lamb (1989). Os espectros de valores de  $T_h^{\text{CO}_2}$  das inclusões mostram grande dispersão, variando em mais de 40 °C para uma mesma amostra, indicando a grande heterogeneidade de densidades (0,8 a 1,15) e pressões atuantes no sistema.

**Espectroscopia micro-Raman** A espectroscopia Raman é uma técnica análoga e complementar à do infravermelho (absorção), no sentido de que as substâncias que se mostram ativas sob uma técnica em geral são inertes à outra. Espécies polinucleares como  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{NH}_4$  e  $\text{N}_2$ , por exemplo, são substâncias comuns em inclusões fluidas que apresentam o efeito Raman. Eletrólitos dissolvidos em fases aquosas, como  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{++}$  ou  $\text{Mg}^{++}$ , não apresentam o efeito e são transparentes ao método (Ronchi & Bény 1997). Os ensaios foram realizados em um espectrômetro Jobin Ivon T64000, com linha de laser Ar de 514,5nm a uma potência de 500mW, tempo de integração de 300s, *slits* 300/aberto/300, objetiva de 100x. Foram medidos espectros de  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$  e  $\text{N}_2$  (no ar e na inclusão).

As análises espetrométricas por microssonda Raman a laser foram feitas em fases carbônicas de inclusões dos veios auríferos de Antônio Pereira com dimensões em geral maiores que 20 $\mu\text{m}$ ,

dispostas próximas à superfície da lâmina e sem obstáculos na trajetória do feixe de laser. As inclusões hospedadas em dolomita (amostras 1, 2 e 3) são extremamente restritivas para o método, devido principalmente à alta birrefringência do mineral, com dispersão indesejada da luz incidente agindo como ruído espectral e diminuindo a relação pico/background.

Foram pesquisadas as regiões espectrais características de  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  e  $\text{CH}_4$  nas amostras 2, 4 e 5. Os espectros Raman mostraram que as fases carbônicas são compostas quase exclusivamente de  $\text{CO}_2$ , esporadicamente com traços de  $\text{H}_2\text{S}$  e  $\text{N}_2$ , confirmado os dados de  $T_f^{\text{CO}_2}$  equivalentes ao  $\text{CO}_2$  puro (Tabela 2).

**Condições de aprisionamento dos fluidos** As temperaturas de homogeneização final de inclusões fluidas fornecem informações sobre o ponto a partir do qual o fluido comporta apenas uma fase, o que equivale à temperatura mínima de aprisionamento do mesmo. Ensaios microtermométricos de alta temperatura em carbonatos, para medição de  $T_h$  final, freqüentemente redundam na crepitação das inclusões, especialmente aquelas com elevadas proporções de fase carbônica.

Nas inclusões fluidas dos veios auríferos de Antônio Pereira foram observadas variações de  $T_h$  final entre 221 e 310 °C e de  $T_{\text{crep}}$  entre 164 e 295 °C. Esses valores são coerentes com a temperatura de cristalização da paragênese hidrotermal (319 °C), obtida com os geotermômetros de clorita e carbonato, assumida como a de aprisionamento dos fluidos. Como a maior parte das inclusões fluidas estudadas está hospedada em carbonatos, a freqüência de crepitações registradas também foi grande.

Foram calculadas com o programa FLINCOR (Brown & Lamb 1989) as isócoras das inclusões áquo-carbônicas de todas as inclusões fluidas de Antônio Pereira caracterizadas por microtermometria, e plotadas em um diagrama P-T. Ao plotar nesse diagrama o espectro de variação da temperatura de cristalização da paragênese hidrotermal, fornecido pelo geotermômetro das cloritas (284 a 355 °C), assumido como igual à de aprisionamento do fluido, obtém-se um espectro de variação das pressões de aprisionamento equivalentes entre 1 e 5 kbar (Fig. 6).

Gandini (1994) obteve para os fluidos hidrotermais áquo-carbônicos (com baixa salinidade) dos depósitos de topázio de Antônio Pereira e da região de Ouro Preto variações de temperaturas entre 240 e 320 °C e pressões de 1,7 a 3,2 kbar. Estes resultados são plenamente compatíveis com os dados obtidos no presente trabalho. Tais características apontam para uma cogeneticidade do topázio em relação à mineralização aurífera em Antônio Pereira, uma vez que os veios auríferos do tipo II aparentemente se estendem para as áreas contíguas de ocorrência do topázio.

**CONSIDERAÇÕES FINAIS** O fraturamento hidráulico, responsável pela geração de venulações em um sistema hidrotermal ascendente, pode ser correlacionado à equivalência da pressão de fluido ( $P_f$ ) com a pressão litostática local ( $P_L$ ) somada à tensão de fraturamento das rochas encaixantes ( $T$ ) (Cox *et al.* 1990). Em regiões sob regime local de *stress* dirigido (extensional no caso de Antônio Pereira), o fraturamento ocorre quando a relação  $P_f = \sigma_3 + T$  for satisfeita, onde  $\sigma_3$  (equivalente a  $P_L$ ) é a menor tensão dirigida. Assumindo que a pressão média de fluido ( $P_f$ ) no sistema hidrotermal de Antônio Pereira foi de 3 kbar, pode-se prever, nas rochas encaixantes:

$$P_L = 3\text{kbar} - T \Rightarrow P_L \leq 3\text{kbar},$$

o que equivale, segundo o gradiente litostático de Thompson & Connolly (1992), a uma profundidade inferior a 12km ( $h < 12\text{ km}$ ).

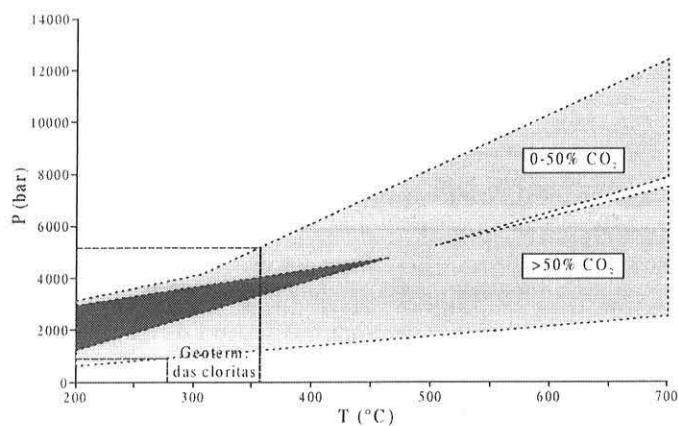


Figura 6 - Pressões e temperaturas de estabilidade das inclusões fluidas áquo-carbônicas dos veios auríferos de Antônio Pereira, obtidas a partir dos resultados do geotermômetro da clorita sobre as isócoras calculadas por meio da equação de estado de Brown & Lamb (1989).

Ramsay & Huber (1987) citam o *stress* de 3 kbar como o valor de máxima resistência ao fraturamento de dolomitos e quartzitos de baixa porosidade (como os dolomitos da pedreira), em ambiente de baixas tensões e temperaturas confinantes ( $h < 10$  km). Logo, pode-se supor para a instalação do sistema hidrotermal de Antônio Pereira profundidades em torno de 10 km.

A heterogeneidade do grau de preenchimento das inclusões fluidas (GP) é outro parâmetro importante a se considerar sobre as condições de aprisionamento do fluido (Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985). Os principais processos geradores de inclusões com GP heterogêneo são os seguintes: *i*) mistura de fluidos com diferentes origens, características físico-químicas e conteúdo de voláteis dissolvidos; *ii*) ebulação (*boiling*) ou efervescência de um fluido ascendente, originalmente homogêneo, em função da descompressão isotérmica, com separação de fluidos carbônicos e aquosos.

Ambos processos são fortes desestabilizadores das condições físico-químicas do sistema hidrotermal, agindo como precipitadores de metais e outros elementos em solução. Com isso, pode-se con-

siderar para o sistema de venulações do garimpo e da pedreira de Antônio Pereira um desses processos como precipitador da paragênese hidrotermal e, por conseguinte, da mineralização aurífera.

O processo de imiscibilidade por *boiling* é citado por McCuaig & Kerrich (1994) como um importante processo precipitador do  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$ . Porém, ao contrário das reações de sulfetação, este processo não consome o  $\text{H}_2\text{S}$  na formação dos minerais, mas este é exsolvido na fase gasosa. Como as fases gasosas das inclusões fluidas dos veios auríferos de Antônio Pereira contêm teores desprezíveis de  $\text{H}_2\text{S}$  dissolvido, o processo de *boiling* parece pouco provável.

Com base no estudo de inclusões fluidas, conclui-se que o ouro precipitou a partir de complexos bisulfetados, por mistura de fluidos, predominando fluidos áquo-carbônicos redutores e pouco salinos (fluidos metamórficos), com concomitante rebaixamento da temperatura e precipitação de sulfetos de  $\text{Fe} \pm \text{As}$ . Uma suposta contribuição subordinada de fluidos magmáticos pode estar vinculada aos fluidos com  $\text{XCO}_2$  inferiores e salinidade moderada, os quais comportariam os elementos Hg, As, Sb anômalos no depósito (Kwitko 1998). As paragêneses hidrotermais e as condições físico-químicas de geração dos veios de Antônio Pereira demonstram ser importantes os paralelos com o modelo de *lodes* arqueanos (McCuaig & Kerrich 1994).

A existência, na região da Anticinal de Mariana, de grandes superfícies de descolamento controladas pela falha de Fundão-Cambotas pode justificar esse fato, tendo agido regionalmente como meios de mistura e circulação de fluidos. Pela correlação genética feita a Passagem de Mariana, o modelo de mineralização aurífera de Antônio Pereira pode ser assumido como extensível a toda a Anticinal de Mariana. O modelo é também um guia prospectivo regional, uma vez que envolve algumas características comuns no Quadrilátero Ferrífero.

**Agradecimentos** Os autores são particularmente gratos à equipe de geólogos da Companhia Vale do Rio Doce-CVRD pelas discussões durante os trabalhos de campo e cessão do mapa geológico da região do depósito aurífero de Antônio Pereira. Ao Prof. Dr. Roberto P. Xavier (IG-Unicamp) pela importante contribuição na interpretação dos dados de inclusões fluidas e aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito.

## Referências

- Anovitz L.M. & Essene E.J. 1987. Phase equilibria in the system  $\text{CaCO}_3-\text{MgCO}_3-\text{FeCO}_3$ . *J. Petrology*, **28**:389-414.
- Barbosa O. 1968. Contribuições recentes à geologia do Quadrilátero Ferrífero. In: Bol. IGC-UFMG (1985), 44p.
- Brown P.E. 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data. *Amer. Mineral.*, **74**:1390-1393.
- Brown P.E. & Lamb W.M. 1989. P-V-T properties of fluid in the system  $\text{H}_2\text{O} \pm \text{CO}_2 \pm \text{NaCl}$ : New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **53**:1209-1221.
- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**:471-485.
- Cavarella G., Gianelli G., Puxeddu M. 1982. Formation of authigenic minerals and their use as indicators of the chemico-physical parameters of the fluid in the Larderello-Travele geothermal field. *Econ. Geol.*, **77**:1071-1084.
- Chauvet A. & Menezes M. 1992. Évolution structurale du sud du Craton São Francisco: Implications sur les mineralisations aurifères de la région d'Ouro Preto, Brésil. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **315**(II):495-501.
- Chauvet A., Faure M., Dossin I., Charvet J. 1993. Structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: Consequences on the age and formation of the old deposits of the Ouro Preto area (Minas Gerais, Brazil). In: Simp. Nac. Estudos Tectônicos, 12, Belo Horizonte, 230-234.
- Chauvet A., Piantone P., Barbanson L., Nehlig P., Pedroletti I. 2001. Gold deposit formation during collapse tectonics: Structural, mineralogical, geochronological, and fluid inclusion constraints in the Ouro Preto gold mines, Quadrilátero Ferrífero, Brazil. *Econ. Geol.*,

96:25-48.

- Chauvet A., Faure M., Dossin I., Charvet J. 1994. A three-stage structural evolution of the Quadrilátero Ferrífero: Consequences for the Neoproterozoic age and the formation of gold concentrations of the Ouro Preto area, Minas Gerais, Brazil. *Prec. Res.*, **68**:139-167.
- Cox S.F., Etheridge M.A., Wall V.J. 1990. Fluid pressure and fluid dynamics during deformation of low-grade metamorphic terranes: implications for the genesis of mesothermal gold deposits. In: F. Robert, P.A. Sheahan, S.B. Green (ed.), *Greenstone Gold and Crustal Evolution*, NUNA Conference Volume, 46-53.
- Darling R. 1991. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in  $H_2O-CO_2-NaCl$  fluid inclusions: Implications for P-T isochore location. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **55**:3869-3871.
- Derby O. 1911. On the mineralization of the gold-bearing lode of Passagem, Minas Gerais, Brazil. *Am. J. Sci.*, **4**:185-190.
- Dubois M. & Marignac C. 1997. The  $H_2O-NaCl-MgCl_2$  ternary phase diagram with special application to fluid inclusions studies. *Econ. Geol.*, **92**:114-119.
- Endo I. 1997. *Regimes tectônicos do arqueano e proterozóico no interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes, Minas Gerais*. Tese de doutoramento, IG-USP (inédito), 243p.
- Fleischer R. & Routhier P. 1973. The "consanguineous" origin of a tourmaline-bearing gold deposit: Passagem de Mariana (Brazil). *Econ. Geol.*, **68**:11-22.
- Gandini A.L. 1994. *Mineralogia, inclusões fluidas e aspectos genéticos do topázio imperial da região de Ouro Preto, Minas Gerais*. Dissertação de mestrado, IG-USP (inédito), 212p.
- Guimarães D. 1965. *Princípios de metalogênese e geologia econômica do Brasil*. Boletim do Serv. Geol. Min. do Brasil, **121**:625p.
- McCuig T.C. & Kerrich R. 1994. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. In D.R. Lentz (ed), *Alteration and alteration processes associated with ore-forming systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, **11**:339-379.
- Oliveira R.F., Schrank A., Xavier R.P., Endo I. 1996. A mina de ouro de Passagem de Mariana: Uma revisão. *Revi. Escola de Minas*, **49**(1):38-43.
- Pereira R.M. & Santos R.A. 1984. A ocorrência de scheelita estratiforme de Caeté, MG: base de uma nova interpretação metalogenética para os índices de W, Sb, Hg do Quadrilátero Ferrífero. *Mineração e Metalurgia*, **450**:38-43.
- Ramsay J.G. & Huber, M.I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. Vol.2, London, Academic Press, 700p.
- Ribeiro-Rodrigues L. 1998. *Gold mineralization in Archaean banded iron-formation of the Quadrilátero Ferrífero: The Cuibá mine, Minas Gerais, Brazil*. Tese de doutorado, Universidade Técnica de Aachen (Alemanha), 262p.
- Roedder E. 1984. *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy **12**, P.H. Ribeiro (ed), Mineralogical Society of America, 644p.
- Ronchi L.H. & Bény C. 1997. Espectroscopia Raman: aplicações em geologia e limitações. *Acta Geol. Leopoldensia*, **44**:5-25.
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. *A practical guide to fluid inclusion studies*. New York, Blackie, , 239p.
- Spencer R.J., Moller N., Weare J. 1990. The prediction of mineral solubilities in natural waters: a chemical equilibrium model for the  $Na-K-Ca-Mg-Cl-SO_4-H_2O$  system at temperatures below 25°C. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **54**:575-590.
- Spencer R.J. & Lowenstein T.K. 1992. Phase equilibria in the system  $MgCl_2 - H_2O$ . In: PACROFI IV, Canada, *Programs and Abstracts*, p.138-141.
- Thompson A.B. & Connolly J.A.D. 1992. Migration of metamorphic fluid: some aspects of mass and heat transfer. *Earth Sci. Reviews*, **32**:107-121.
- Vanko D.A., Griffith J.D., Erickson C.L. 1992. Calcium-rich brines and other hydrothermal fluids in fluid inclusions from plutonic rocks, Oceanographer Transform, Mid-Atlantic Ridge. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:35-47.
- Vial D.S. 1988. Mina de ouro de Passagem, Mariana, Minas Gerais. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (ed.), *Principais Depósitos Mineiros do Brasil*, **3**:421-430.
- Vial D.S., Fuzikawa K., Castro E.P.G., Vieira M.B.H. 1988. The sulfide-tourmaline-quartz-vein gold deposit of Passagem de Mariana, Minas Gerais, Brazil. *Relatório interno, CVRD*, 26p.
- Williams-Jones A.E. & Samson I.M. 1990. Theoretical estimation of halite solubility in the system  $NaCl-CaCl_2-H_2O$ : Applications to fluid inclusions. *Can. Mineral.*, **28**:299-304.
- Zhang Y.G. & Frantz J.D. 1989. Experimental determination of the compositional limits of immiscibility in the system  $CaCl_2-H_2O-CO_2$  at high temperatures and pressures using synthetic fluid inclusions. *Chem. Geol.*, **74**:289-308.

Manuscrito A-1424

Recebido em 15 de abril de 2003

Revisão dos autores em 20 de janeiro de 2004

Revisão aceita em 25 de janeiro de 2004