A MINERALIZAÇÃO AURÍFERA DO PROSPECTO PEDRA DE FOGO, CRÁTON SÃO LUÍS: ASPECTOS GEOLÓGICOS E EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL COM BASE EM ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS E QUÍMICA DE CLORITA

EVANDRO LUIZ KLEIN¹ & KAZUO FUZIKAWA²

Resumo Pedra de Fogo é uma ocorrência aurífera em veio de quartzo encaixada em rocha metapiroclástica paleoproterozóica (2240 Ma) pertencente a uma sequência metavulcanossedimentar do Cráton São Luís. O veio está posicionado em estrutura rúptil que corta a foliação metamórfica da rocha encaixante. Análises químicas de clorita hidrotermal mostram homogeneidade composicional, com razões Fe/(Fe+Mg) entre 0,40 e 0,43, valores de Si entre 5,24 e 5,38 a.p.u.f. e de Al^{IV} entre 2,62 e 2,76 a.p.u.f., indicando equilíbrio com o fluido hidrotermal. Temperatura média de $334 \pm 8^\circ\text{C}$ para formação da clorita foi estimada a partir da sua composição química. O estudo de inclusões fluidas revelou os seguintes tipos composicionais: 1) CO₂, monofásicas; 2) CO₂-H₂O-sais, bifásicas com salinidade <15 % em peso equivalente de NaCl e homogeneização final entre 330° e 400°C; 3) CH₄($\pm$ N₂)-H₂O, bifásicas com homogeneização final entre 430° e 497°C; 4) H₂O-sais, bifásicas ($\pm$ monofásicas) subdivididas em três gerações com salinidade variável, todas com homogeneização final em temperaturas inferiores às dos tipos portadores de CO₂ e CH₄ e não relacionadas ao episódio de mineralização. Os resultados são interpretados como produzidos pelo aprisionamento de fluido (metamórfico?) aquo-carbônico. Inicialmente, fluidos mais ricos em CH₄ teriam sido aprisionados em temperaturas relativamente altas (>430°C). Com o resfriamento do sistema hidrotermal, ou por esgotamento de um fluido dominado por CH₄, ou por oxidação do CH₄ para CO₂, ou por separação de fases, o CO₂ passou a ser aprisionado juntamente com H₂O em proporções variáveis devido à separação de fases. Esse aprisionamento ocorreu sob condições de temperatura entre 330°-380°C e pressões entre 1,2 e 3,5 kb, assumidas como o intervalo mais provável para a deposição do ouro. As temperaturas de formação da clorita coincidem com o limite inferior das temperaturas de aprisionamento do fluido portador de CO₂ e refletem o momento em que atingiu o equilíbrio com o fluido hidrotermal.

Palavras-chave: ouro, inclusões fluidas, clorita, Paleoproterozóico, Cráton São Luís

Abstract GOLD MINERALIZATION IN THE PEDRA DE FOGO PROSPECT, SÃO LUÍS CRATON: GEOLOGICAL ASPECTS AND EVOLUTION OF THE HYDROTHERMAL SYSTEM BASED ON FLUID INCLUSION AND CHLORITE CHEMISTRY STUDIES Pedra de Fogo is a vein-quartz gold occurrence hosted by a Paleoproterozoic (2240 Ma) metapyroclastic rock pertaining to a metavolcano-sedimentary sequence of the São Luís craton in northern Brazil. The auriferous vein is confined in a brittle structure that cut across the metamorphic foliation of the host rock. The chemical composition of hydrothermal chlorite is homogeneous, with Fe/(Fe+Mg) ratio between 0.40 and 0.43, Si between 5.24 and 5.38 a.p.f.u., and Al^{IV} between 2.62 and 2.76 a.p.f.u., indicating that the mineral-fluid equilibrium was attained. Based on the chlorite chemical composition an average temperature of $334 \pm 8^\circ\text{C}$ was estimated for its crystallization. The fluid inclusion study in quartz from the auriferous vein revealed the following compositional types: 1) one-phase CO₂ inclusions; 2) two-phase CO₂-H₂O-salt inclusions with salinity values <15 wt. % NaCl equiv., and final homogenization temperatures between 330° and 400°C; 3) two-phase CH₄($\pm$ N₂)-H₂O inclusions that homogenize between 430° and 497°C; 4) two-phase ($\pm$ one-phase) H₂O-salt inclusions subdivided into three generations with variable salinity, all having final homogenization temperatures lower than those presented by the CO₂ and CH₄-bearing inclusions. The results are interpreted in terms of trapping of an aqueous-carbonic (metamorphic?) fluid. In the beginning, this was a CH₄- and H₂O-bearing fluid, which has been trapped at temperatures >430°C. Then, the fluid became CO₂-H₂O fluid, either, or oxidation by cooling or oxidation of the CH₄ to CO₂, or by phase separation. This fluid was trapped between 330°-380°C and 1.2-3.5 kb, which are assumed to be the conditions in which gold was deposited. The temperatures determined from the chlorite geothermometry are coincident with the lowest fluid inclusion homogenization temperatures, reflecting the final stages of the hydrothermal alteration.

Keywords: gold, fluid inclusion, chlorite, Paleoproterozoic, São Luís Craton

INTRODUÇÃO O Cráton São Luís abriga depósitos de ouro, ainda subeconômicos, e dezenas de ocorrências que têm sido alvo de trabalho mineiro intermitente. Ocorrências da ordem de 18,5 t Au (2,3 g/t) foram determinados para o depósito de Aurizona (DNPM 1996), enquanto que o depósito do Caxias possui produção histórica oficiosa estimada em mais de uma tonelada (Klein *et al.* 2002). Apenas Caxias e a ocorrência do Areal tiveram aspectos geológicos e geoquímicos de sua metalogenia abordados (Klein & Koppe 2000, Klein *et al.* 2000, 2002), tendo sido interpretados como depósitos mesotermiais estruturalmente controlados.

Pedra de Fogo é uma pequena ocorrência aurífera localizada ao norte do Cráton São Luís (Fig. 1), que também tem sido alvo de

trabalho intermitente. A despeito de seu caráter subeconômico, o seu estudo contribui para o entendimento progressivo da metalogenia regional. Este trabalho reporta as características geológicas do prospecto, o estudo de inclusões fluidas (microtermometria e espectroscopia microRaman) realizado em veio de quartzo aurífero e dados de química mineral em clorita hidrotermal. O objetivo é o estabelecimento de características físico-químicas do fluido mineralizador (pressão, temperatura, salinidade e composição) e as implicações desses resultados para a discussão da gênese do depósito.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL Três domínios geotectônicos são consideradas na região: Cráton São Luís,

1 - CPRM/Serviço Geológico do Brasil. Av. Dr. Freitas, 3645, Belém, Brasil, CEP: 66095-110. Tel: 91 276.8577, Fax: 91 276.4020. e-mail: eklein@bc.cprm.gov.br;

2 - CDTN/CNEN, Rua Mario Werneck s/n, Belo Horizonte, Brasil, CEP: 30270-010

Cinturão Gurupi e Bacias Sedimentares (Fig. 1). O Cráton São Luís é composto predominantemente por granitóides de diferentes afinidades geoquímicas e por ocorrências subordinadas de rochas metavulcanossedimentares. Essas últimas, reunidas no Grupo Aurizona (Pastana 1995), compreendem xistos de naturezas diversas, rochas metavulcânicas e formação ferrífera que encontram-se em condições metamórficas de fácies xisto verde e localmente anfibolito. Essas rochas caracterizam-se por uma proeminente foliação. Pelo menos três gerações distintas de granitóides intrudem as rochas vulcanossedimentares: Suíte Tromai, Granito Areal, ambos de afinidade calcico-alcalina, e Suíte Tracuateua, composta por granitóides peraluminosos. Dados geocronológicos em zircão (Klein & Moura 2001, 2003, Palheta 2001) mostram que as rochas na região cratônica formaram-se entre 2240 Ma e 2086 Ma, enquanto que as sistemáticas Rb-Sr e K-Ar (ver revisão e referências primárias em Klein & Moura 2003) atestam que as mesmas não foram afetadas por eventos térmicos após cerca de 1900 Ma.

O Cinturão Gurupi consiste em um conjunto alongado e estruturado segundo a direção NW-SE que bordejia o cráton em sua margem sul-sudoeste e dele se separa e/ou articula através da Zona de Cisalhamento Tentugal (Fig. 1). É constituído por rochas vulcanossedimentares metamorfizadas na fácies xisto verde a anfibolito baixo, nas quais se intercalam gnaisses e quartzitos de fácies anfibolito médio a alto e fragmentos retrabalhados de granitóides da área cratônica, todos apresentando idades paleoproterozóicas em torno de 2,15 Ga (Klein & Moura 2001, 2003). Granitos peraluminosos de 2,00-2,10 Ga (Palheta 2001) intrudem essas seqüências. No Neoproterozóico outro corpo de granito peraluminoso posicionou-se em 549 ± 4 Ma (Palheta 2001), enquanto que um nefelina-sienito gnaissificado apresenta idade isocrônica Rb-Sr de 723 ± 30 Ma (Villas 1982), cujo significado é ainda incerto. Além desse magmatismo, o Neoproterozóico também se revela na abertura variável dos sistemas Rb-Sr e K-Ar nas rochas posicionadas no Paleoproterozóico (ver revisão e referências primárias em Klein & Moura 2003). No seu conjunto essas rochas são interpretadas como resultado de colagem orogênica envolvendo processos acrescionários (juvenis) e colisionais entre 2,20 e 2,00 Ga, sendo afetadas no Neoproterozóico por atividade tectônica e plutonismo ainda pouco conhecidos, de alguma forma

associados à evolução das orogenias brasileiras (Klein & Moura 2003).

GEOLOGIA LOCAL E DO DEPÓSITO Na região do prospecto Pedra de Fogo ocorrem granitóides e rochas metavulcanossedimentares (Fig. 1), sendo essas últimas relacionadas ao Grupo Aurizona e compostas por xistos orto e paraderivados além de rochas tufáceas e piroclásticas, metamorfizadas em fácies xisto verde. Datação pelo método da evaporação de Pb em cristais de zircão revelou idade de 2240 ± 5 Ma para a rocha metapiroclástica encaixante da mineralização de Pedra de Fogo (Klein & Moura 2001). Essas rochas metamórficas são intrudidas por granitóides da Suíte Tromai e pelo Granito Areal. Ambos possuem rochas com mineralogia e texturas ígneas bem preservadas, a despeito de transformações metamórficas / hidrotermais às quais foram submetidas. Os granitóides Tromai variam de maciços a foliados e portam enclaves de rochas máficas, os quais estão em geral associados às fácies tonalíticas. São granitóides tipo I, calcico-alcalinos e metaluminosos, associados a subducção / arcos magmáticos e revelaram um intervalo de idade entre 2147 Ma a 2165 Ma para sua cristalização (Klein & Moura 2001, 2003). O Granito Areal constitui-se em um único *stock* de monzo e sienogranito e possui idade entre 2149 e 2152 Ma (Klein & Moura 2003), coincidente com os estágios finais de intrusão da Suíte Tromai. Essas rochas portam enclaves métricos de rochas metamórficas, provavelmente pertencentes ao Grupo Aurizona, nas quais são intrusivos. Evidências de deformação estão restritas a zonas de cisalhamento de pequeno porte que cortam os granitóides.

Além dessas suítes de granitóides de larga distribuição geográfica, o Microtonalito Caxias forma um pequeno corpo intrusivo na seqüência metavulcano-sedimentar. Possui textura equigranular fina, encontra-se alterado hidrotermalmente e é cortado por zona de cisalhamento dúctil transcorrente oblíqua que contém a mineralização aurífera do depósito homônimo. Datação em zircão (Klein *et al.* 2002) definiu idade de 1985 ± 4 Ma para esse corpo, o que coloca um limite de tempo máximo para a mineralização do depósito Caxias.

A estruturação superposta aos conjuntos rochosos (falhas, zonas de cisalhamento) mostra claramente dois padrões principais,

Figura 1 – (A) Mapa geológico simplificado e localização da área; (B) Mapa geológico da porção centro-norte do Cráton São Luís (adaptado de Klein *et al.* 2002)

com orientações NNE-SSW e NNW-SSE (conjugado de cisalhamento?). A esses padrões associam-se os principais jazimentos auríferos conhecidos (Fig. 1B).

Em torno do prospecto Pedra de Fogo (Fig. 2) afloram xistos, rochas piroclásticas foliadas (aglomerados vulcânicos, tufos), rochas metavulcânicas intermediárias, metarenitos e quartzitos ferruginosos, pertencentes ao Grupo Aurizona, com xistosidade de atitude N15°-75°W / 50°-70°NE. Fraturas posteriores formam padrões NE-SW e NW-SE e, eventualmente, contêm veios de quartzo subverticais, em geral estéreis.

A mineralização aurífera está associada a um veio de quartzo leitoso com 20 cm a 50 cm de espessura, com extensões longitudinal e vertical desconhecidas, e a seu estreito (3 cm) halo de alteração sericitica. O veio encontra-se orientado segundo N45°W (subvertical) e está encaixado em fratura que corta uma rocha metapiroclástica com forte foliação milonítica (Fig. 3A). A atitude dessa foliação é N15°W / 50°NE e contém lineação de estiramento mineral com caimento de 60° para N0°E. A rocha metapiroclástica encaixante é interpretada como um aglomerado vulcânico deformado, composto por porfiroclastos e fragmentos de quartzo

e / ou quartzo + plagioclásio, alongados segundo a foliação, e por fragmentos de rocha vulcânica, imersos em matriz foliada quartzo-feldspática contendo matéria escura carbonosa nos planos de xistosidade. A rocha é praticamente desprovida de alteração hidrotermal, exceto em torno do veio. Metadacitos (Fig. 3B) ocorrem em íntima associação, mas sem contatos visíveis, com as metapiroclásticas, apresentando-se levemente foliados e constituídos por fenocristais de plagioclásio e quartzo imersos em matriz quartzo-feldspática. Nessas rochas, a alteração hidrotermal está impressa de maneira forte (Fig. 4A), sendo expressiva a ocorrência de clorita, com concentrações subordinadas de sericita, epidoto e apatita, além de vênulas submilimétricas e disseminações de pirita e raras calcopirita e magnetita. Não há informação sobre o modo de ocorrência do ouro, o qual foi detectado quimicamente no veio e na alteração hidrotermal (E.L. Klein, dados inéditos).

QUÍMICA E GEOTERMOMETRIA DE CLORITAS

Amostragem e procedimentos analíticos A amostra escolhida para o estudo químico de clorita é o metadacito porfirítico alterado hidrotermalmente descrito acima. As análises químicas da clorita foram conduzidas no laboratório da Université Blaise Pascal, em Clermont Ferrand, França, em uma microsonda eletrônica Cameca SX-100 acoplada a um sistema de retro-espalhamento (BSE). As análises foram realizadas com voltagem de aceleração de 15 kV, 10 s de contagem por elemento e a calibração foi feita com padrões naturais e sintéticos disponíveis. Apenas elementos maiores foram analisados e FeO foi considerado ferro total. Os resultados analíticos foram recalculados com base na fórmula contendo 36 átomos de oxigênio (O, OH), 16 grupos OH e Si + Al^{IV} = 8, isto é, equivalente a 28 átomos de oxigênio, como recomendam Deer *et al.* (1966).

Petrografia e composição química O metadacito estudado foi amostrado em uma porção distal à mineralização. A clorita hidrotermal encontra-se amplamente distribuída na rocha, ocorrendo como cristais finos, irregulares e alongados ou bem cristalizados (Fig. 4A), muitas vezes cortando a foliação, o que demonstra seu caráter pós-metamórfico. A clorita apresenta íntima associação com pirita, que ocorre frequentemente nas suas bordas ou ao longo de seus planos de clivagem (Fig. 4B). A clorita apresenta pleocroísmo entre incolor a verde oliva e não ficou estabelecido se sua cristalização se deu a partir de um mineral ferro-magnesiano precursor (biotita ou anfibólio), o que é mais

Figura 2 – Esboço geológico do prospecto Pedra de Fogo.

Figura 3 – Aspectos macroscópicos das rochas do prospecto Pedra de Fogo: (A) metapiroclástica foliada; (B) metadacito foliado.

provável, ou se ocorreu diretamente a partir da interação fluido-rocha.

Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 1. A razão $Fe/(Fe+Mg)$ varia de 0,40 a 0,43 e a relação Si/Al entre 0,93 e 1,00. O número de átomos de Si varia de 5,24 a 5,38 e o de Al de coordenação tetraédrica (Al^{IV}) varia entre 2,62 e 2,76. A clorita mostra muito pouca variação composicional, em geral com o número de cátions e as razões catiônicas variando menos de 4% em torno da média, indicando equilíbrio com o fluido hidrotermal (Neall & Phillips 1987, Xie *et al.* 1997). As análises mostram também ausência de contaminação por argilo-mineral ou outra mica, que podem ocorrer interestratificados na estrutura da clorita (Schiffman & Friedleifsson 1991, Jiang *et al.* 1994), visto que a soma $K+Na+Ca$ é sempre menor do que 0,05 a.p.u.f. (Vidal *et al.* 2001). Em relação a sua classificação a clorita analisada é da variedade ripidolita, segundo o esquema de Hey (1954), que usa o número de átomos de Si e Fe total como parâmetros classificatórios, ou da variedade Fe -clinocloro, segundo a classificação de Bayliss (1975), conforme recomendação de Bailey (1980).

Geotermometria Geotermômetros empíricos (Kranidiotis & MacLean 1987, Cathelineau 1988, Jowett 1991, Zang & Fyfe 1995, Xie *et al.* 1997) foram desenvolvidos com base nas relações entre o número de átomos de Al^{IV} e a razão $Fe/(Fe+Mg)$ na clorita e a temperatura de formação desse mineral. A utilização desses geotermômetros foi criticada (DeCaritat *et al.* 1993, Jiang *et al.* 1994), visto que a temperatura de formação do mineral pode ser afetada por fatores diversos, como estrutura cristalina da clorita, ambiente de formação, composição da rocha hospedeira, pH e fO_2 (Kranidiotis & MacLean 1987, Xie *et al.* 1997). Entretanto, o emprego desse geotermômetro tem se mostrado amplo e eficaz quando respeitados os parâmetros utilizados na sua calibração, notadamente os valores das razões $Fe/(Fe+Mg)$, o número de átomos de Al de coordenação tetraédrica e a existência de correlação linear entre esses dois parâmetros. A clorita analisada neste estudo não mostra uma correlação linear perfeita entre $Fe/(Fe+Mg)$ e Al^{IV} (Fig. 5). Entretanto, a tendência de aumento das razões $Fe/(Fe+Mg)$ com o aumento do número de átomos de Al^{IV} é clara (coeficiente de correlação = 0,6) e a existência de correlação é assumida.

Temperaturas foram calculadas utilizando diversos

geotermômetros empíricos (Kranidiotis & MacLean 1987, Cathelineau 1988, Jowett 1991, Zang & Fyfe 1995, Xie *et al.* 1997) e os valores são mostrados na Tabela 1. Há diferenças óbvias entre os resultados obtidos pelos diferentes cálculos, oriundas das distintas calibrações utilizadas. A clorita associada à mineralização no prospecto Pedra de Fogo possui composição similar àquelas utilizadas para a calibração do geotermômetro de Kranidiotis & MacLean (1987). As temperaturas obtidas por este geotermômetro variam de 326° a 342°C, com média de $334 \pm 8^\circ C$. Segundo os demais geotermômetros, as temperaturas médias calculadas são: $298 \pm 5^\circ C$ (Zang & Fyfe 1995), $381 \pm 9^\circ C$ (Xie *et al.* 1997), $403 \pm 10^\circ C$ (Cathelineau 1988, Jowett 1991). Utilizando-se o critério composicional, as temperaturas de formação da clorita em Pedra de Fogo devem ser determinadas mais apropriadamente segundo Kranidiotis & MacLean (1987) (ver discussão).

ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS Procedimentos analíticos

O estudo de inclusões fluidas foi realizado em quartzo de veio aurífero utilizando-se o equipamento Chaixmeca da Universidade Federal do Pará. Preparação da amostra e procedimentos analíticos seguiram recomendações de Shepherd *et al.* (1985). Calibração foi realizada com padrões sintéticos disponíveis. A precisão das medidas é estimada em $\pm 0,5^\circ C$ para temperaturas inferiores a $-20^\circ C$, $\pm 0,3^\circ C$ para o intervalo entre -20° e $40^\circ C$ e $\pm 3^\circ C$ para temperaturas superiores a $40^\circ C$. A presença e quantificação de voláteis no fluido das inclusões foram constatadas por meio de um sistema de microespectroscopia Raman Dilor XY com módulo de detecção multicanal Peltier CCD, acoplado a um microscópio ótico Olympus, no Laboratório de Ótica da Universidade Federal de Minas Gerais. A fonte de luz excitante é um laser a argônio modelo Ivanova 70-3, com comprimento de onda de 514,53 nm (luz verde) e potência de 150 mW. O tempo de integração foi de 10 s por ponto, com dez acumulações por linha espectral. Calibração foi feita com luz de mercúrio. Testes foram realizados para CO_2 , CH_4 , H_2S e N_2 , compostos mais comumente encontrados no tipo de depósito estudado.

Modo de ocorrência e tipos de inclusões fluidas Quartzo é virtualmente o único mineral formador do veio. Sulfetos estão ausentes, sendo observados apenas raros moldes cúbicos, sugerindo a existência de pirita na alteração. Ao microscópio (Fig.

Figura 4 – (A) Fotomicrografia de metadacito, com fenocristais de plagioclásio (delineado pela linha pontilhada) alterado hidrotermalmente e quartzo (cristais brancos e cinza claros), mostrando clorita euédrica (clo) associada a sericita (ser), epidoto (ep) e pirita (py) (nicóis cruzados); (B) Imagem BSE mostrando associação entre clorita (clo) e pirita (py).

Tabela 1 – Análises químicas de clorita hidrotermal associada à mineralização em Pedra de Fogo e temperaturas calculadas segundo diversos geotermômetros (explicações no texto).

Análise / elementos (%) peso)	1	3	4	5	7	8	9	12	14	16	18	20	21	22	23	25	26
SiO ₂	25,24	25,89	25,42	25,40	25,63	25,32	25,11	25,87	26,03	26,08	25,19	25,42	24,96	25,71	25,38	25,23	25,71
Al ₂ O ₃	22,43	22,34	21,98	22,76	22,52	22,79	22,86	22,40	22,34	22,19	22,74	23,09	22,40	22,36	22,75	22,92	22,88
FeO	21,96	20,88	21,36	22,13	21,56	21,81	21,33	21,74	21,57	21,46	21,63	22,18	21,98	21,27	21,68	21,85	21,77
MnO	0,17	0,13	0,19	0,20	0,19	0,19	0,17	0,17	0,16	0,21	0,19	0,20	0,18	0,16	0,19	0,16	0,20
MgO	17,42	17,76	17,92	17,30	17,51	16,95	16,89	17,46	17,44	17,60	16,49	17,08	16,27	17,34	16,76	16,71	16,93
CaO	0,04	0,02	0,02	0,05	0,00	0,08	0,07	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,04	0,04	0,04	0,04	0,02
Na ₂ O	0,02	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,04	0,00	0,02	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03
K ₂ O	0,01	0,04	0,02	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,04	0,00	0,00
Total	87,29	87,06	86,91	87,90	87,41	87,14	86,49	87,66	87,58	87,57	86,29	87,98	85,85	86,88	86,85	86,91	87,54
cations com base em 28 átomos de oxigênio																	
Si	5,25	5,36	5,29	5,24	5,30	5,26	5,25	5,34	5,37	5,38	5,29	5,24	5,28	5,34	5,29	5,26	5,31
Al	5,49	5,44	5,39	5,53	5,49	5,58	5,63	5,44	5,43	5,39	5,62	5,60	5,58	5,47	5,58	5,63	5,57
AlIV	2,75	2,65	2,71	2,76	2,70	2,74	2,75	2,66	2,63	2,62	2,72	2,76	2,72	2,66	2,71	2,74	2,69
AlVI	2,74	2,80	2,68	2,78	2,79	2,84	2,88	2,78	2,79	2,77	2,90	2,84	2,86	2,81	2,87	2,88	2,88
Fe	3,82	3,61	3,72	3,82	3,73	3,79	3,73	3,75	3,72	3,70	3,80	3,82	3,89	3,70	3,78	3,81	3,76
Mn	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,04
Mg	5,40	5,48	5,56	5,33	5,40	5,25	5,26	5,37	5,36	5,41	5,16	5,25	5,13	5,37	5,21	5,19	5,21
Ca	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Na	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Cátions	20,01	19,92	20,01	19,99	19,95	19,94	19,94	19,93	19,92	19,93	19,91	19,95	19,93	19,92	19,92	19,92	19,90
oct tot	12,01	11,92	12,01	11,99	11,95	11,94	11,94	11,93	11,92	11,93	11,91	11,95	11,93	11,92	11,92	11,92	11,90
Fe/(Fe+Mg)	0,41	0,40	0,40	0,42	0,41	0,42	0,41	0,41	0,41	0,41	0,42	0,42	0,43	0,41	0,42	0,42	0,42
Si/Al	0,96	0,98	0,98	0,95	0,97	0,94	0,93	0,98	0,99	1,00	0,94	0,93	0,95	0,98	0,95	0,93	0,95
Ca+Na+K	0,02	0,02	0,01	0,03	0,00	0,02	0,04	0,00	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Al ^{VI} -Al ^{IV}	-0,02	0,15	-0,02	0,02	0,09	0,11	0,13	0,12	0,16	0,15	0,19	0,08	0,14	0,15	0,16	0,14	0,19
Geotermômetros T (°C)																	
Cath ¹	412	395	405	413	404	410	412	398	393	391	406	414	407	397	405	410	402
K & M ²	341	328	335	341	334	339	340	331	327	326	337	342	338	330	336	340	334
Z & F ³	303	293	299	303	298	301	303	294	290	290	298	303	298	294	298	301	296
Jow ⁴	411	394	404	412	403	409	411	397	392	390	405	413	406	396	404	410	401
Xie ⁵	390	376	385	390	382	386	389	376	371	371	382	390	381	376	382	386	379

¹Cathelineau (1988); ²Kranidiotis & MacLean (1987); ³Zang & Fyfe (1995); ⁴Jowett (1991); ⁵Xie et al (1997)

Figura 5 – Diagrama mostrando a correlação entre a razão Fe/(Fe+Mg) e o número de átomos de Al^{IV} em clorita do prospecto Pedra de Fogo. O coeficiente de correlação (R) é 0,6.

6) os cristais de quartzo são anédricos, com granulação fina a média, mostrando contatos retos a serrilhados e fraca de deformação plástica, como extinção ondulante e lamelas ou bandas de deformação em alguns cristais.

Três modos de distribuição de inclusões fluidas são reconhecidos (Figs. 6 e 7): inclusões isoladas ou formando pequenos grupamentos com distribuição randômica; trilhas intragranulares (não cruzam limites de grãos), em geral mais largas; e trilhas estreitas que atravessam limites entre diferentes cristais de quartzo. Os dois primeiros tipos são considerados como de formação mais precoce, ajustando-se ao conceito de inclusões primárias e pseudosecundárias, respectivamente (Roedder 1984), provavelmente representantes dos fluidos responsáveis pela cristalização do veio. Entretanto, neste artigo, a designação de precoces será mantida. O terceiro tipo relaciona-se à infiltração tardia de fluidos durante fraturamento do quartzo, sendo as inclusões claramente secundárias.

Com base no número, proporção e características das fases existentes em temperatura ambiente e levando em consideração os resultados microtermométricos, foram definidos quatro tipos de inclusões, além de subtipos. Inclusões do **Tipo 1** são carbônicas monofásicas, escuras, de morfologia irregular e suas dimensões variam entre 8 e 21 mm. São muito raras, visíveis apenas em algumas trilhas intragranulares (Fig. 7A, D e E) ou isoladas. As inclusões do **Tipo 2** são aquo-carbônicas bifásicas (eventualmente trifásicas). São mais abundantes que as dos tipos 1 e 3, mas ocorrem em número bem inferior às do tipo 4. Possuem morfologias as mais variadas, regulares ou não, dimensões tipicamente entre 8 e 13 mm

e distribuem-se segundo os três modos indicados no item anterior. Apresentam caracteristicamente uma bolha escura, ou com contorno muito escuro (Fig. 7A, D e E), que ocupa entre 25 e 75% do volume total das cavidades e que raramente permite a verificação de mudanças de fase, exceto a homogeneização final. O **Tipo 3** tem ocorrência bastante subordinada, compreendendo inclusões também aquo-carbônicas. Apresentam morfologias em geral irregulares, com contornos arredondados (Fig. 7A), dimensões entre 7 e 21 mm e distribuem-se também segundo os três modos identificados. Mostram caracteristicamente uma bolha muito escura (opaca), em geral ocupando grande percentual volumétrico da cavidade da inclusão (60-85%). Inclusões do **Tipo 4** são as mais abundantes e representam inclusões aquosas (Fig. 7), a maioria com dimensões entre 6 e 14 mm, sendo subdivididas em quatro subtipos. Os subtipos 4A, 4B e 4C são constituídos por inclusões bifásicas, indistinguíveis quanto ao aspecto morfológico, todas apresentando formas variáveis (cristal negativo, elipsoidal, irregular, subretangular). Os subtipos 4A e 4B associam-se espacialmente entre si, podendo também ocorrer num mesmo agrupamento ou trilha que as inclusões carbônicas e aquo-carbônicas (Fig. 7D). Os subtipos 4C e 4D ocorrem via de regra associados em microdomínios do quartzo. O subtipo 4A é constituído por inclusões bifásicas, nas quais o volume da bolha de vapor (Vg) ocupa de 5 a 10% do volume total das inclusões. O subtipo 4B também consiste em inclusões aquosas bifásicas com Vg entre 5 e 20%, associando-se espacialmente ao subtipo 4A ou ocorrendo de forma isolada (Fig. 7B). O subtipo 4C é composto por inclusões aquosas bifásicas com Vg constante, em torno de 5%. O subtipo 4D é composto por inclusões aquosas monofásicas. Esses dois subtipos ocorrem predominantemente em trilhas transgranulares, sendo formados por inclusões secundárias.

Microtermometria e microespectroscopia Raman Nas inclusões do **Tipo 1** apenas uma medida de fusão de CO_2 foi obtida, tendo a mesma ocorrido em $-56,6^\circ\text{C}$, o que indica tratar-se de CO_2 puro. Nas inclusões do **Tipo 2**, quando resfriadas, em geral com alta taxa de resfriamento, a bolha se deforma, indicando a ocorrência de solidificação de algum composto. Em apenas uma inclusão foi possível a observação da fusão desse composto, a qual ocorreu em $-56,6^\circ\text{C}$, temperatura correspondente ao ponto de fusão do CO_2 puro, o que é confirmado no espectro Raman da Figura 2A. Em resfriamentos realizados até -180°C também não se verificou nucleação de outras fases que pudessem indicar presença de N_2 ou CH_4 . A presença de CO_2 e ausência de outros compostos voláteis foi confirmada pela espectroscopia microRaman. Durante o retorno à temperatura ambiente, não foi observada fusão de gelo e as inclusões voltaram a seu estado original (proporção e forma das fases) em temperaturas positivas, indicando que fusão de clatrato deve ter ocorrido. Esse processo ocorreu de forma muito lenta, dando a falsa impressão de que nenhuma mudança de fase tenha ocorrido, e o momento da dissociação final não pode ser determinado com exatidão. Apesar disso, essa dissociação ocorreu claramente em valores positivos e abaixo de 10°C (compatível com a ausência de CH_4 no sistema), o que limita o campo de salinidades a valores inferiores a 15 % em peso equivalente de NaCl (Collins 1979). A interpretação que se faz desse comportamento é que esse tipo de inclusões contém fluido aquo-carbônico que, sob resfriamento, forma inicialmente gelo, o qual reage com as fases voláteis formando clatrato. A proporção entre as fases é tal que (quase) todo gelo é consumido nessa formação de clatrato.

A homogeneização do CO_2 também foi extremamente difícil de ser acompanhada, devido a coloração bastante escura da bolha,

especialmente de seu contorno. É possível que essa fase gasosa, quando nucleia, ocupe quase todo o volume da bolha e que a homogeneização ocorra para o estado gasoso. Nos poucos casos em que pode ser observada homogeneização para o estado líquido, essa ocorreu entre 25° e 28°C . É provável que o CO_2 tenha densidade baixa, o que resulta em baixos índices de refração e, portanto, na coloração muito escura (Van den Kerkhof & Hein 2001).

A homogeneização final ocorre tanto para a fase líquido quanto para a fase vapor, dependendo das proporções entre as fases, num amplo intervalo de temperatura, entre 260° e 470°C . A maior concentração de valores, entretanto, situa-se entre 330° e 400°C e a moda situa-se em torno de 370°C (Fig. 8A). É possível que alguns (mas não obrigatoriamente todos) dos valores mais altos estejam relacionados a inclusões que sofreram vazamento parcial ou estrangulamento, visto que algumas inclusões mostram claras evidências desse último processo (Fig. 7E). Evitou-se, contudo, a realização de medidas microtermométricas nessas inclusões.

As inclusões do, **Tipo 3**, durante o resfriamento, nucleiam, por volta de -100°C , uma fase gasosa que ocupa praticamente todo o volume da fase carbônica original, o que impossibilita a determinação da temperatura de homogeneização e de fusão das mesmas. A microespectroscopia Raman revelou picos sutis de CH_4 e traços de N_2 foram detectados, além da ausência de CO_2 (Fig. 9). Essas inclusões representam possível assembléia em que o CH_4 possui densidade muito baixa ou ocorre em concentrações muito reduzidas, sendo esta opção sugerida pela baixa intensidade dos picos atribuídos ao CH_4 mostrados pela microespectroscopia Raman (Fig. 9). A homogeneização final ocorre sempre para a fase vapor, entre 430° e 497°C (Fig. 8A).

O subtipo 4A apresenta fusão do gelo entre $-0,6^\circ$ e -16°C (Fig. 8B), o que caracteriza intervalo de salinidades entre 1 e 19,5 % em peso equivalente de NaCl. A fusão do eutético é verificada entre -23° e -45°C , indicando a presença de outros íons dissolvidos no fluido, além do sódio. As temperaturas de homogeneização final (Tht) são registradas entre 120° e 230°C , ocorrendo sempre na fase líquida. Algumas inclusões apresentam Vg em torno de 20% e a homogeneização final ocorre em temperaturas entre 250° e 300°C . Podem representar possível vazamento parcial desse grupo de inclusões.

Figura 6 – Fotomicrografia (nicóis cruzados) do veio de quartzo aurífero de Pedra de Fogo, com grãos de quartzo com contatos serrilhados e fracos sinais de deformação. Nota-se também as formas de distribuição das inclusões fluidas: R – isoladas e randômicas; I – trilhas intragranulares; T – trilhas transgranulares com inclusões secundárias.

Figura 7 – Fotomicrografias mostrando distribuição, tipos de inclusões fluidas e suas relações texturais. (A) Grupo em que coexistem inclusões dos tipos 1, 2 e 3, cortado por inclusões aquosas tardias dos tipo 4A e 4D; (B) Inclusão aquosa tipo 4B ocorrendo isolada; (C) Trilha intragranular terminando contra limite de grão (seta no topo à esquerda); (D) Detalhe da foto anterior mostrando os tipos 1, 2 e 4A ocorrendo na mesma trilha; (E) Feições de estrangulamento em inclusões do tipo 2.

O subtipo 4B distingue-se do subtipo 4A pela salinidade mais alta, maior que 22% em peso equivalente de NaCl, estimada a partir de fusões do gelo entre -18° e -32° (a maioria entre -20° e -24°C - Fig. 8B). Não foi observada a fusão do eutético, mas os valores da temperatura de fusão do gelo (Tfg) inferiores a -22°C indicam que o sistema não é constituído exclusivamente por NaCl, mas, provavelmente por CaCl_2 e/ou MgCl_2 , ou que o sistema é misto ($\text{NaCl} \pm \text{CaCl}_2 \pm \text{MgCl}_2$). A homogeneização final, para a fase líquida, ocorre, em sua maioria, entre 150° e 270°C . Alguns valores mais altos (Fig. 8C), também podem ser atribuídos a vazamento parcial.

O subtipo 4C possui salinidade bastante variável, refletida em amplo intervalo de Tfg, entre -10° e -31°C , que mostra também a existência de outros íons no sistema, além do sódio. A homogeneização final, na fase líquido, ocorre a baixas temperaturas, entre 64 e 104°C (Fig. 8C).

No subtipo 4D várias inclusões nuclearam uma bolha de vapor ($V_g \sim 5\%$) após um primeiro resfriamento, permitindo a observação da fusão do gelo, num segundo resfriamento, e da homogeneização final. Essas propriedades apresentaram os mesmos intervalos de Tfg e Tht mostrados pelas inclusões do subtipo 4C (Fig. 8B e C). Esse fato permite sugerir que os subtipos 4C e 4D foram formados a partir do mesmo fluido e no mesmo evento tardio de infiltração. O caráter monofásico das inclusões 4D pode ser explicado por metaestabilidade, estrangulamento ou preenchimento por fluido de baixa temperatura (Goldstein & Reynolds 1994), sendo a última hipótese a mais plausível para o caso em estudo.

DISCUSSÃO As relações estruturais entre o veio mineralizado e a rocha encaixante mostram o caráter pós-metamórfico do veio. O mesmo é mostrado pela clorita hidrotermal. O quartzo hospedeiro, apesar da variação da espessura do veio, que poderia ser atribuída a *boudinage*, mostra, ao microscópio, apenas sinais fracos de deformação, ocorrida durante e / ou após o seu posicionamento. Essas observações permitem interpretar as assembléias de inclusões como representativas, em sua absoluta maioria, das condições de aprisionamento dos fluidos e que modificações

posteriores ao seu aprisionamento não foram importantes e, quando existentes, foram reconhecidas.

As relações texturais entre os grupos composicionais identificados e as temperaturas de homogeneização das inclusões sugerem o aprisionamento de fluidos carbônicos e aquo-carbônicos precoces, seguido de aprisionamento de distintas gerações de fluidos aquosos. As inclusões fluidas mais precoces, tipos 1, 2 e 3 (carbônicas e aquo-carbônicas), coexistem nos mesmos microdomínios do quartzo, o que pode sugerir contemporaneidade e, possivelmente, cogeneticidade. Entretanto, há diferenças composicionais e na temperatura de aprisionamento entre os diferentes tipos, o que sugere, pelo menos, evolução distinta.

As características microtermométricas das inclusões aquo-carbônicas do tipo 2, notadamente a variação nas proporções entre as fases e a homogeneização final, tanto para a fase líquido como para a fase vapor, ocorrendo no mesmo intervalo temperatura, indicam aprisionamento heterogêneo de fluidos produzidos por separação de fases. Nesse caso, quaisquer proporções podem ser aprisionadas e, possivelmente, o tipo 1 (CO_2) seja também o resultado desse processo. Estimativas de densidade e composição (equação de Bowers & Helgeson 1983) indicam densidades de CO_2 entre $0,63$ e $0,71 \text{ g/cm}^3$ e densidades globais entre $0,74$ e $0,93 \text{ g/cm}^3$. A composição, modelada no sistema $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}$, indica CO_2 entre 10 e 47 moles % (especialmente $10\text{-}23$ moles %); H_2O entre 52 e 89 moles %; NaCl entre 1 e 2 moles %.

Já as inclusões aquo-carbônicas do tipo 3 representam um tipo composicional diferente, pois são portadoras de CH_4 (e N_2) e desprovidas de CO_2 . Origem e concentração do metano presente nessas inclusões fluidas poderia ser atribuída à sua incorporação ao fluido durante sua migração na crosta ou no local de precipitação do quartzo hospedeiro por interação fluido-rocha e hidrólise da matéria carbonosa através das reações (1) $2\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CH}_4 + \text{CO}_2$; ou (2) $\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CH}_4 + \text{O}_2$ (Klein *et al.* 2000, Xavier *et al.* 2000). Essa contaminação do fluido com CH_4 é uma possibilidade baseada na observação de que eventualmente rochas carbonosas estão

presentes entre as encaixantes de depósitos auríferos, como é o caso aqui estudado, ou no ambiente imediato aos mesmos (p. ex.,

Figura 8 – Histogramas de frequência das propriedades microtermométricas das inclusões fluidas do prospecto Pedra de Fogo. (A) Homogeneização final (Tht) das inclusões tipos 2 e 3; (B) Fusão do gelo (Tfg) de inclusões aquosas; (C) Homogeneização final (Tht) das inclusões tipo 4.

Naden & Shepherd 1989, Shepherd *et al.* 1991). A reação (1) exigiria também a presença de CO₂ nas inclusões, o que não é o caso aqui, enquanto que a reação (2) pode explicar a presença isolada do CH₄. Contudo, estudos preliminares de isótopos estáveis (Klein *et al.* 2005) mostram ausência de equilíbrio entre os valores de $\delta^{13}\text{C}$ do CO₂ extraído das inclusões fluidas (-3,1‰) e do material carbonoso da rocha encaixante (-9,2‰), sugerindo que o CH₄ seja de derivação externa ao ambiente deposicional do veio de quartzo aurífero, ou que, pelo menos, não tenha derivado da rocha metapiroclástica encaixante. Alternativamente, o metano poderia estar originalmente presente em fluidos mais reduzidos e dois processos poderiam explicar suas baixas proporções e concentração em estágios mais precoces (inclusões do tipo 3, mais alta temperatura) e o predomínio posterior de CO₂ nas inclusões do tipo 2: oxidação do CH₄ pela reação (3) $\text{CH}_4 + 2\text{O}_2 = \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$, ou imiscibilidade de fluidos. Durante a separação contínua de fases em um sistema CO₂-CH₄-N₂-H₂O-NaCl, as proporções de CH₄ e N₂ tendem a diminuir com a progressão do processo porque esses dois compostos possuem coeficientes de distribuição maiores do que o CO₂ (Henley *et al.* 1984, Drummond & Ohmoto 1985, Naden & Shepherd 1989). Pode-se finalmente especular que dois fluidos carbônicos estiveram presentes, um contendo CH₄ (subordinado e de temperatura mais alta), outro contendo CO₂. As três últimas alternativas são aceitáveis, mas não há qualquer elemento que permita uma opção categórica por alguma delas e nenhuma dessas alternativas explica a origem do metano, que resta uma questão aberta.

Os fluidos aquosos possuem temperaturas de homogeneização bastante inferiores às registradas nas inclusões aquo-carbônicas. Os subtipos 4A e 4B apresentam intervalos similares de homogeneização final, mas salinidades e/ou composição da fase salina distintas, enquanto os subtipos 4C e 4D, predominantemente dispostos em trilhas transgranulares, foram aprisionados posteriormente, por ocasião de fraturamento do quartzo (soerguimento regional?), em condições de temperatura bastante inferiores. Essas observações indicam que os fluidos aquosos representam três eventos distintos de infiltração de fluidos.

Com relação aos dados termométricos da clorita, as estimativas feitas por todos os geotermômetros apresentaram valores distintos, que não se superpõem, mas que são compatíveis com as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas carbônicas e aquo-carbônicas. Contudo, os valores obtidos segundo Kranidiotis & MacLean (1987) e Xie *et al.* (1997) encontram-se dentro do principal intervalo de homogeneização das inclusões contendo CO₂-H₂O. Contudo, respeitado o critério composicional,

Figura 9 – Espectros obtidos por microespectroscopia Raman: (A) para inclusões tipo 2 e (B) para inclusões tipo 3.

entende-se que as temperaturas entre 326° e 342°C, obtidas pelo geotermômetro de Kranidiotis & MacLean (1987), melhor representam as condições em que a clorita do prospecto Pedra de Fogo atingiu o equilíbrio com o fluido hidrotermal.

CONCLUSÃO: EVOLUÇÃO DO SISTEMA HIDROTHERMAL

Relações de campo, aspectos microestruturais do quartzo, modos de ocorrência, relações texturais-cronológicas e microtermométricas das inclusões fluidas investigadas, além de dados petrográficos, químicos e termométricos obtidos em clorita, permitem esboçar a evolução do sistema de fluidos atuantes na mineralização aurífera do prospecto Pedra de Fogo.

Nenhum elemento ligando qualquer uma das populações de inclusões fluidas à deposição do ouro pode ser claramente indicado. Apesar disso, assume-se com base no caráter precoce das inclusões carbônicas e aquo-carbônicas e na razoável concordância entre os dados termométricos mostrados por essas inclusões e pela clorita da alteração hidrotermal, que a mineralização tenha ocorrido durante esse evento hidrotermal. Em consequência, as condições de temperatura da mineralização podem ser aproximadas a partir dos dados obtidos pelas temperaturas de homogeneização final das inclusões aquo-carbônicas e pelo geotermômetro da clorita, enquanto que a combinação dessas temperaturas com as isócoras fornecidas pelas densidades das inclusões aquo-carbônicas permitem uma estimativa das condições de pressão (Fig. 10).

Inicialmente, fluidos mais ricos em CH_4 teriam sido aprisionados em temperaturas relativamente altas (>430°C), compatíveis com condições de metamorfismo em facies xisto verde a anfibolito inferior. Com o resfriamento do sistema hidrotermal, ou esgotamento de um fluido dominado por CH_4 , ou por oxidação de um fluido carbônico, o que levaria à transformação do CH_4 em CO_2 , ou por separação de fases (vide discussão), o CO_2 foi aprisionado juntamente com H_2O em proporções variáveis devido à separação de fases. Esse aprisionamento ocorreu sob condições de temperatura entre aproximadamente 330°-380°C e pressões entre 1,2 e 3,5 kb (Fig. 10), compatível com o ambiente estrutural. Possivelmente, a deposição do ouro associou-se a esse estágio principal de alteração, no qual também a clorita atingiu seu equilíbrio, e foi causada por separação de fases e/ou resfriamento. Com um maior arrefecimento do sistema, fluidos aquosos, não mais relacionados com a mineralização, passaram a ser aprisionados em diferentes estágios de temperatura e com diferentes composições (provavelmente relacionados a fontes distintas), o que provavelmente aconteceu durante o soerguimento regional.

Considerando que as características petrográficas e estruturais indicam que o veio aurífero do prospecto Pedra de Fogo é pós-metamórfico; que as características composicionais dos fluidos aqui identificados, embora fontes ígneas não possam ser descartadas, são mais comumente atribuídas a fontes metamórficas (Powell *et al.* 1991); e que dados isotópicos preliminares são também compatíveis com fontes metamórficas ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}} \sim +11$ e $\delta\text{D}_{\text{H}_2\text{O}} \sim -70$; Klein *et al.* 2005), seria plausível especular que fluidos produzidos

Fig. 10 – Diagrama mostrando as condições de temperatura e pressão estimadas para a formação da mineralização aurífera no prospecto Pedra de Fogo, com base no cruzamento entre as isócoras que definem o intervalo de densidades mostrado pelas inclusões aquo-carbônicas e as temperaturas obtidas pelo geotermômetro da clorita (temperatura mínima) e a moda dos valores de homogeneização final das inclusões (temperatura máxima).

pelo metamorfismo da seqüência metavulcano-sedimentar encaixante tenham sido aprisionados no veio de quartzo aurífero, durante ou após sua cristalização. Não haveria conflito entre a diferença de tempo entre o metamorfismo e a instalação de veios mineralizados em condições pós-metamórficas, pois esse fato é considerado normal em terrenos metamórficos de facies xisto verde (ver Stüwe *et al.* 1993). Contudo, a definição desse modelo claramente carece de confirmação geocronológica, pois não há dado absoluto sobre o tempo do metamorfismo regional ou da formação da mineralização.

Os dados aqui divulgados e as interpretações apresentadas são similares às aquelas descritas para depósitos orogênicos de ouro (Groves *et al.* 1998). Com relação aos depósitos vizinhos, Caxias e Areal (Klein *et al.* 2000, Klein & Koppe 2000) (Fig. 1), Pedra de Fogo mostra muitas semelhanças e poucas diferenças. O ambiente geológico e estrutural, a ocorrência de clorita e pirita na alteração hidrotermal, a presença de fluidos de baixa a moderada salinidade e portadores de CO_2 e CH_4 , a infiltração tardia de fluidos aquosos, são elementos comuns. Em Pedra de Fogo, contudo, a mineralização ocorreu em temperaturas algo mais elevadas, em torno de 50°-70°C, do que nos outros dois depósitos.

Agradecimentos Os autores agradecem a M.S.S. Dantas (Departamento de Física, UFMG) e a J.L. Devidal (Université Blaise Pascal) pelo apoio durante os trabalhos analíticos. Aos revisores da RBG pelas sugestões ao manuscrito. Contribuição ao projeto PRONEX-CNPq-FADESP 66.2103/1998-80.

Referências

- Bowers T.S. & Helgeson H.C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ on phase relations in geological systems: equation of state for $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**:1247-1275.
- Bailey S.W. 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *Am. Mineral.*, **65**:1-7.
- Bayliss P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can.*

Mineral., **13**:178-180.

- Cathelineau M. 1988. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, **23**: 471-485.
- 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.
- De Caritat P., Hutcheon I., Walshe J.L. 1993. Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, **41**: 219-239.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1966. *An introduction to the rock forming minerals*. Longman, London, 528 pp.
- DNPM 1996. Anuário Mineral Brasileiro. Brasília, DNPM, v. 25, 457 p.
- Drummond S.E. & Ohmoto, H. 1985. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol.*, **80**: 126-147.
- Goldstein R.H. & Reynolds T.J. 1994. *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*. SEPM, short course, 31, 198 p.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationships to other gold deposit types. *Ore Geol. Rev.*, **13**: 7-27.
- Henley R.W., Truesdell A.H., Barton Jr, P.B., Whitney J.A. 1984. Fluid mineral equilibria in hydrothermal systems. *Reviews in Economic Geology*, **1**: 267 p.
- Hey M.H. 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, **30**: 277, 1954.
- Jiang W.T., Peacor D.R., Buseck P.R. 1994. Chlorite geothermometry? – contamination and apparent octahedral vacancies. *Clays and Clay Minerals*, **42**: 593-605.
- Jowett E.C. 1991. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer. In: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting, *Program with Abstracts*, 16: p. A62.
- Klein E.L., Fuzikawa K., Koppe J.C. 2000. Fluid inclusion studies on Caxias and Areal gold mineralizations, São Luís Craton, northern Brazil. *J. Geochem. Explor.*, **71**: 51-72.
- Klein E.L. & Koppe J.C. 2000. Chlorite geothermometry and physicochemical conditions of gold mineralization in the Paleoproterozoic Caxias deposit, São Luís Craton, northern Brazil. *Geochim. Brasil.*, **14**: 219-232.
- Klein E.L., Koppe J.C., Moura C.A.V. 2002. Geology and geochemistry of the Caxias gold deposit, and geochronology of the gold-hosting Caxias Microtonalite, São Luís Craton, northern Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **14**: 837-849.
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luís Craton and Gurupi Belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *Int. Geol. Review*, **43**: 237-253.
- Klein E.L. & Moura C.A.V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Rev. Instit. Geociências – USP*, **3**: 97-112.
- Klein E.L., Moura C.A.V., Harris C., Giret A. (no prelo). Reconnaissance stable isotope (C, O, H, S) study of Paleoproterozoic gold deposits of the São Luís Craton, Northern Brazil, and their country rocks; implications for the gold metallogeny. *Int. Geol. Review*, (no prelo)
- Kranidiotis P. & MacLean W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Econ. Geol.*, **82**: 1898-1911.
- Naden J. & Shepherd T.J. 1989. Role of methane and carbon dioxide in gold deposition. *Nature*, **342**: 793-795.
- Neall F.B. & Phillips G.N. 1987. Fluid-wall interaction in an Archean hydrothermal gold deposit: a thermodynamic model for the Hunt Mine, Kambalda. *Econ. Geol.*, **82**: 1679-1694.
- Palheta E.S. 2001. *Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides*. Tese de Mestrado. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 144 p.
- Pastana J.M.N. 1995. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Turiaçu / Pinheiro, folhas SA.23-V-D/SA.23-Y-B. Estados do Pará e Maranhão*. Brasília, CPRM, 205p.
- Powell R., Will T.M., Phillips G.N. 1991. Metamorphism in Archean greenstone belts: calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *J. Metam. Geol.*, **9**: 141-150.
- Roedder E. 1984. *Fluid inclusions*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **12**, 644 p.
- Schiffman P. & Fridleifsson G.O. 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. *J. Metam. Geol.*, **9**: 679-696.
- Shepherd T.J., Bottrell S.H., Miller M.F. 1991. Fluid inclusion volatiles as an exploration guide to black shale-hosted gold deposits, Dollgelau gold belt, North Wales, U.K. *J. Geochem. Explor.*, **42**: 5-24.
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H. 1985. *A practical guide for fluid inclusion studies*. Blackie & Son, Glasgow, 239 pp.
- Stüwe K., Will T.M., Zhou S. 1993. On the timing relationship between fluid production and metamorphism in metamorphic piles: some implications for the origin of post-metamorphic gold mineralisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **114**: 417-430.
- Van den Kerkhof A.M. & Hein U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**: 22-47.
- Vidal O., Parra T., Trotet F. 2001. A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100° to 600°C and 1 to 25 kb range. *Am. J. Sci.*, **301**: 557-592.
- Villas R.N.N. 1982. Geocronologia das intrusões ígneas na bacia do rio Guamá, nordeste do Estado do Pará. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, **2**, *Anais*, v.1, p. 233-247.
- Xavier R.P., Toledo C.L.B., Taylor B., Schrank A. 2000. Fluid evolution and gold deposition at the Cuiabá mine, SE Brazil: fluid inclusions and stable isotope geochemistry of carbonates. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**: 337-341.
- Xie X., Byerly G.R., Ferrell Jr. R.E. 1997. IIB trioctahedral chlorite from Barberton greenstone belt: crystal structure and rock composition constraints with implications to geothermometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **126**: 275-291.
- Zang W. & Fyfe W.S. 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineral. Deposita*, **30**: 30-38.

Manuscrito A 1483

Recebido em 20 de dezembro de 2003

Revisão dos autores em 10 de dezembro de 2004

Revisão aceita em 20 de dezembro de 2004