GEOLOGIA DAS JAZIDAS AURÍFERAS MINA III E MINA NOVA, GREENSTONE BELT DE CRIXÁS (GO)

PAULO DE TARSO FERRO DE OLIVEIRA FORTES, JOSÉ CARLOS GASPAR, ROQUE FERNANDES COELHO, GASTON GIULIANI, HARDY JOST, CARLOS NOGUEIRA DA COSTA JÚNIOR, RENATO DE MORAES, RAUL MINAS KUYUMJIAN, ROBERTO VENTURA SANTOS & MÁRCIO MARTINS PIMENTEL

Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

RESUMO

ABSTRACT

As jazidas de Ouro da Mina III e Mina Nova, greenstone belt de Crixás (GO), associam-se a zonas de cisalhamento dúctil e estão estruturalmente controlados por lineações de interseção, de elongação e eixos de dobras. Idades Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar e Sm/Nd em torno de 550-500 Ma evidenciam a importância do Ciclo Brasiliano na configuração atual das zonas mineralizadas. Sua distribuição espacial sugere que zonas próximas ao contato tectônico entre o greenstone belt e rochas supracrustais neoproterozóicas são os alvos mais propícios para mineralizações significativas. As associações de rochas sugerem que as jazidas, além do controle estrutural, têm também controle litológico e estratigráfico. Os principais controles litológicos compreendem xistos carbonosos, veios de quartzo e rochas ferrífero-aluminosas associadas a mármores, próximos ao contato com metabasaltos.

Os estudos petrográficos e geotermobarométricos indicam que o pico de metamorfismo ocorreu entre 450°C e 550°C a 1,5 kbar e 4,5 kbar, na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito (epidotoanfibolito). Alteração hidrotermal retrometamórfica, representada principalmente por silicificação, carbonatação, muscovitização e sulfetação, gerou paragêneses típicas da fácies xisto verde que, como indicam as inclusões fluidas e dados de isótopos estáveis de C e O, ocorreram sob condições mínimas de aprisionamento de fluidos entre 375°C e 525°C a 1,4 kbar e 3,7 kbar.

Os corpos de minério aurífero consistem de sulfeto maciço, sulfeto disseminado e veios e venulações de quartzo. A abundância de minerais cianicidas, como a pirrotita, e precipitadores de ouro, como o material carbonoso, e resistentes à moagem, como o quartzo, sinalizam para um processo de blendagem controlada de tipos diversos de minério para maior efetividade da recuperação do metal.

Dados petroquímicos indicam que, além da clara relação do ouro com arsênio, as rochas mineralizadas têm altas concentrações de K, Ti, Ni, Cr, Rb, Ba e Cd, que podem representar importantes guias prospectivos. A ocorrência de inclusões fluidas saturadas também é indicativa de mineralização aurífera, principalmente do tipo sulfeto maciço. Mármores com valores positivos anômalos em ?13C podem indicar horizonte favorável a mineralizações, principalmente se identificados níveis ricos em biotita e com valores mais baixos de ?13C.

The Mina III and Mina Nova gold deposits occur within the Crixás greenstone belt, Central Brazil, are hosted by ductile shear zones, and are structurally controlled by intersection and elongation lineations and fold hinges. Isotopic Rb/Sr, K/Ar, Ar/Ar and Sm/Nd ages of ca. 550-500 Ma evidence the importance of the Brasiliano Cicle in the actual configuration of the mineralized zones. The spatial distributions of the deposits suggest that zones near the tectonic contact between the greenstone belt and neoproterozoic supracrustal rocks are the more evident targets for significant mineralizations. The rock associations that host the mineralizations in both mines suggest that, in addition to the structural control, rock types and stratigraphy also control the deposits. Carbonaceous schist, quartz veins and Aluminum-Iron- rich rocks associated to marbles near the contact with metabasalts exert the most conspicuous lithologic control.

Petrographic and geothermobarometric data indicate that the peak metamorphism took place between 450°C and 550°C at 1,5 kbar and 4,5 kbar, in the transition between the greenschist and amphibolite (epidote-amphibolite) facies. Retrometamorphic hydrothermal alteration, represented mostly by silicification, carbonatization, muscovitization, and sulfidization, formed paragenesis within the interval of 375°C and 525°C at 1,4 kbar and 3,7 kbar, typical of the greenschist facies, as indicated by fluid inclusion and Carbon and Oxygen isotopes.

The gold-bearing ores comprise massive and disseminated sulfides and quartz veins and veinlets. The abundance of cianicide minerals such as pyrrhotite, Gold precipitators as carbonaceous material, and mill-resistant minerals as quartz, indicate that controlled blending of different ore-types is the most indicated process for better recovery of the metal.

Petrochemical data indicate that, in addition to the clear correlation between Au and As, the mineralized rocks have high concentrations of K, Ti, Ni, Cr, Rb, Ba, and Cd, which may represent important exploration guides. The occurrence of saturated fluid inclusions is also indicative of Gold mineralization, particularly in the massive sulfide ore-bodies. Marbles with anomalous positive values of δ^{13} C may indicate horizons favorable for mineralization, mainly if they are biotite-rich and contain low values of δ^{13} C.

243

INTRODUÇÃO

Os estudos geológicos na região de Crixás (GO) iniciaram no final da década de setenta com mapeamentos geológicos em escala regional. Nas décadas de oitenta e noventa, trabalhos de pesquisa mineral desenvolvidos por empresas de mineração, privadas e públicas, bem como dissertações de mestrado e teses de doutorado elaboradas em universidades brasileiras e estrangeiras, contribuíram significativamente para o melhor conhecimento geológico da região e de seus principais depósitos auríferos, favorecido pelo acesso a informações de subsolo em galerias e testemunhos de sondagem.

Ocorrências de ouro na região são conhecidas desde o século XVIII. Até meados do século XX a sua extração foi realizada principalmente por garimpeiros em aluviões do Rio Vermelho e seus afluentes, e, subsidiariamente, em rocha fresca de forma semi-mecanizada.

Entre 1970 e 1980, houve lavra semi-mecanizada na Mina Inglesa, também conhecida como Chapéu do Sol, e na Mina Pompex, ou Meia-Pataca. Atualmente, a atividade garimpeira na Mina Inglesa está praticamente desativada e apenas as Minas III e Nova estão em produção por lavra subterrânea pela Mineração Serra Grande S.A..

A Mina III, cuja ocorrência era conhecida sob a denominação de Fazenda do Prefeito, é o principal depósito, aurífero, com reserva estimada em 5,2 milhões de toneladas e teor médio de ouro de 12,7 g/ton. (Yamaoka & Araújo 1988). A Mina-Nova tem reserva estimada em 3 milhões de toneladas e teor médio de 6 g/ton. A Mina de Pompex teve reserva estimada em 160 mil toneladas com teor de 2,55 g/ton., em rocha alterada, e 460 mil toneladas e teor de 2,2 g/ton., em rocha fresca (Magalhães *et al.* 1988). A reserva da Mina Inglesa é desconhecida e o teor de ouro estimado situa-se entre 4-4,5 g/ton., com uma produção acumulada de ouro, nos últimos quinze anos, em torno de 1.000 kg.

As jazidas das Minas III e Nova situam-se próximo de Crixás, a 450 km a noroeste da cidade de Brasília (Fig. 1), a partir de onde o acesso às minas realiza-se por rodovias asfaltadas, inicialmente pela BR-070 até o entroncamento com a BR-153, tomando rumo norte até o entroncamento com a rodovia estadual GO-154, para Itapaci, Pilar de Goiás e Santa Terezinha de Goiás, de onde segue-se pela GO-465 até Crixás.

GEOLOGIA DAS JAZIDAS

Introdução

As rochas da região de Crixás-Pilar de Goiás inseremse no contexto geológico da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1977), mais especificamente no segmento norte da região central do Maciço Goiás, definido por Almeida



Figura 1 - Localização e vias de acesso à cidade de Crixás, Goiás.

(1968).

O Maciço de Goiás é um segmento crustal complexo, com evolução geológica que se estende do Arqueano ao Neoproterozóico e seu significado regional ainda não foi completamente compreendido. Consiste de extensos terrenos granito-gnáissicos, estreitas e longas faixas de rochas supracrustais e complexos intrusivos máfico-ultramáficos, parcialmente cobertos por rochas metassedimentares alóctones atribuídas ao Grupo Araxá. O limite ocidental do Maciço coincide com zonas de cisalhamento que as separam de arcos magmáticos neoproterozóicos (Pimentel & Fuck 1992a, b, c). A leste, limita-se por rampas frontais de falhas de empurrão que alojam complexos máficoultramáficos sobrepostos a terrenos granito-gnáissicos e que expõem seções crustais da fácies granulito metamorfizadas em cerca de 800 Ma (Ferreira Filho *et al.* 1994).

Na região de Crixás-Pilar de Goiás ocorrem rochas supracrustais arqueanas compreendidas em três faixas estreitas e subparalelas, com direção geral Norte-Sul, denominadas, de leste para oeste, de *Greenstone Belts* de Pilar de Goiás, Guarinos e Crixás, separados por complexos granito-gnáissicos.

O *Greenstone Belt* de Crixás (Saboia 1979) é uma seqüência vulcanossedimentar deformada e metamorfizada, com aproximadamente 30 km de comprimento e 2 a 6 km de largura. Limita-se a leste e oeste respectivamente com os Complexos Caiamar e da Anta e a norte com rochas metassedimentares do Proterozóico atribuídas à Sequência Santa Terezinha (Biondi 1990) ou a rochas vulcanosedimentares do Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 1997) (Fig. 2).

Os Complexos da Anta e Caiamar (Fig. 2), anteriormente denominados de Blocos ou Domos, foram interpretados como intrusivos (Saboia 1979, Jost *et al.* 1995), embasamento com diques e *sills* de rochas máficas e ultramáficas (Kuyumjian 1981, Yamaoka & Araújo 1988) e como embasamento remobilizado (Castro & Magalhães 1984).

O Complexo da Anta é composto por tonalitos, granodioritos e granitos de afinidade calcio-alcalina. O contato dos diversos corpos de granitóides com o *Greenstone Belt* de Crixás é intrusivo, localmente tectônico. O caráter intrusivo é evidenciado pela presença de xenólitos de rochas da seqüência vulcanossedimentar nos granitóides e de apófises destes nas rochas supracrustais (Costa & Kuyumjian 1994). Queiroz (2000) obteve idades U/Pb em zircão (*SHRIMP*) e Sm/Nd em torno de 2,8 Ga em granodiorito e granito, e idades U/Pb em zircão e titanita de gnaisses em torno de 2,7 Ga e 2,0 Ga que definem dois eventos metamórficos.

As rochas do Complexo do Caiamar compreendem gnaisses tonalíticos, no extremo norte, uma intrusão tonalítica na porção central e gnaisses granodioríticos no sul (Jost *et al.* 1994). Os contatos desses corpos com o Greenstone Belt de Crixás são bruscos, conformando núcleos dômicos gnáissicos, a intrusivos, a exemplo do tonalito central. Queiroz (2000) obteve idades U/Pb em zircão (SHRIMP) e Sm/Nd em torno de 2,8 Ga no tonalito e gnaisses.

Estratigraficamente, as rochas do Greenstone Belt de Crixás se subdividem, da base para o topo, nas Formações Córrego Alagadinho, Rio Vermelho e Ribeirão das Antas (Saboia et al. 1981), reunidas no Grupo Crixás (Jost & Oliveira 1991) (Fig. 2).

A Formação Córrego Alagadinho tem espessura estimada entre 500 e 600 m e é representada por metakomatiitos, localmente com feições primárias tais como textura spinifex e disjunções poliedrais (Saboia & Teixeira 1980, Kuyumjian 1981, Teixeira et al. 1981, Montalvão et al. 1981, Kuyumjian & Dardenne 1982, Kuyumjian & Teixeira 1982, Montalvão et al. 1982, Saboia & Teixeira 1983, Arndt et al. 1989). É composta por xistos com proporções variadas de serpentina, clorita, talco e tremolita, subordinadamente, magnetita. Intercalações metassedimentares são raras e compreendem formações ferríferas, metacherts, xistos carbonosos e clorita-cloritóide xistos (Yamaoka & Araújo 1988). O contato entre as Formações Córrego Alagadinho e Rio Vermelho é, em geral, brusco, mas pode ser gradacional e dado por alternâncias de rochas metavulcânicas ultramáficas e máficas. Datações Pb/Pb e Sm/Nd dos metakomatiitos realizadas por Arndt et al. (1989) forneceram idades de, respectivamente, 2.726 ±

140 Ma e 2.825 ± 98 Ma.

A Formação Rio Vermelho tem espessura estimada de 350 a 800 de metabasaltos toleiíticos, e localmente com estruturas de pillow-lava, vesículas, amígdalas e varíolas (Gebrin 1977, Kuyumjian 1981, Teixeira et al. 1981, Kuyumjian & Dardenne 1982, Montalvão et al. 1982, Arndt et al. 1989, Kuyumjian 1990, Fortes 1991, Magalhães 1991, Fortes & Nilson 1991, Magalhães & Nilson 1993a). Os metabasaltos consistem de rochas maciças a xistosas com proporções variadas de anfibólio, clorita e carbonato. Intercalações metassedimen-tares compreendem formações ferríferas, xistos carbonosos e rochas metaultramáficas (Yamaoka & Araújo 1988, Fortes 1991, Fortes & Nilson 1991). O contato entre as Formações Rio Vermelho e Ribeirão das Antas é, em geral, gradacional (Theodoro 1995) e dado pela alternância entre metavulcânicas e xistos carbonosos.

A Formação Ribeirão das Antas, com espessura estimada de 700 a 1.000 m, é um pacote de rochas metassedimentares detríticas, subordinadamente químicas, por vezes com contribuição vulcânica (Yamaoka & Araújo 1988, Fortes 1991, Magalhães 1991, Theodoro 1995). As detríticas consistem de xistos carbonosos, xistos granatíferos e xistos feldspáticos (metagrauvacas), localmente com estruturas primárias como estratificação e laminação cruzada e estruturas de corte-e-preencimento. As rochas químicas são mármores dolomíticos com estruturas primárias tais como esteiras algálicas e oólitos. Os mármores podem ser macicos, brechados ou laminados, localmente com matéria carbonosa (Yamaoka & Araújo 1988, Magalhães et al. 1988, Fortes 1991, Fortes & Nilson 1991). Theodoro & Jost (1994) interpretam que a sedmentação da Formação Ribeirão das Antas iniciou em ambiente anóxico (xistos carbonosos), ocasionalmente interrompida por vulcanismo básico, e foi gradualmente, substituída por condições de plataforma carbonática rasa e rapidamente sufocada por sedimentos detríticos finos progressivamente mais grossos, de ambiente de alta energia.

As paragêneses minerais de rochas do Grupo Crixás indicam que as seções vulcânicas inferiores foram submetidas a condições de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior (Saboia 1979, Kuyumjian 1981) e a seção metassedimentar a metamorfismo na fácies xisto verde, zonas da biotita e da granada (Theodoro 1995).

A comparação dos dados estruturais obtidos por diversos autores evidencia a complexidade da evolução tectonoestrutural da região. As primeiras interpretações estruturais do *Greenstone Belt* de Crixás sugeriram que o mesmo consiste de uma calha sinclinorial de direção norte-sul (Saboia 1979, Saboia *et al.* 1981). Contudo novos dados mostram tratar-se de anticlinório onde estruturas primárias vulcânicas e sedimentares reliquiares indicativas de topo e base do Grupo Crixás mostram sucessão estratigráfica invertida, o que justifica a posição estrutural dos

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros



Figura 2 - Mapa geológico e estrutural simplificado do Greenstone Belt de Crixás (GO), (modificado de Saboia 1979, Kuyumjian 1981, Magalhães 1991, Jost & Oliveira 1991, Queiroz 1995, 2000).

metakomatiitos basais sobre os metabasaltos e destes sobre a seção metassedimentar de topo, no flanco ocidental. (Magalhães 1991, Theodoro 1995, Jost 1994).

A deformação do greenstone belt de Crixás tem merecido diversas interpretações ao longo dos anos (Kuyumjian 1981, Kuyumjian & Araújo Filho 1984, Castro & Magalhães 1984, Yamaoka & Araújo 1988, Thomson 1987, 1991a, Thomson & Fyfe 1990, Jost & Oliveira 1991, Fortes 1991, Fortes & Nilson 1991, Magalhães 1991, Magalhães & Nilson 1993a, b). Queiroz (1995, 2000) descreve que a faixa teve uma evolução estrutural complexa e polifásica. A fase mais antiga, de idade arqueana (D_{n-3}) é responsável pela inversão estratigráfica, sendo seguida pela fase D_{n-2} , caracterizada pela ascensão polidiapírica dos complexos de granitóides e geração de estrutura tipo domos e quilhas. Durante o Paleoproterozóico, (fase D_{n-1}), houve o transporte das supracrustais mais novas sobre o substrato arqueano e no Neoproterozóico, as fases D_n e D_{n+1} causaram o transporte tangencial de NW para SE, gerando zonas de cisalhamento. A autora propõe a existência de cinco domínios estruturais (DA a DE) para a região (Fig. 2).

As principais mineralizações auríferas do Greenstone Belt de Crixás ocorrem sob diversas formas e têm proeminente controle estratigráfico e estrutural como admitidos por diversos autores, resultando em modelos singenéticos vulcano-exalativos, singenéticos remobilizados e epigenéticos (Kuyumjian 1981, Kuyumjian & Dardenne 1983, Castro et al. 1983, Magalhães et al. 1984, Yamaoka & Araújo 1986 1988, Thomson 1986, 1987, 1991b, Magalhães et al. 1983, Thomson & Fyfe 1990, Fortes 1991, Magalhães 1991, Fortes & Nilson 1991, Fortes 1996, Portocarrero 1996).

As jazidas estudadas ocorrem em seqüência vulcanossedimentar composta por metakomatiitos, metabasaltos ricos em ferro, rochas metassedimentares químicas (mármores e sedimentos ferríferos ?) e xistos carbonosos. Estas rochas são favoráveis à ocorrência de depósitos auríferos, pois seu teor inicial de ouro é potencialmente elevado e pode, por deformação dúctil, metamorfismo de grau baixo a médio e alteração hidrotermal, ser incrementado ao longo de zonas de canalização preferencial de fluidos.

Mina III

A Mina III situa-se a cerca de 3 km a sul de Crixás, próximo ao contato entre rochas metabásicas da Formação Rio Vermelho e rochas metassedimentares da Formação Ribeirão das Antas. A jazida ocorre em meio a vários tipos de rochas, representadas, do topo estrutural para a base, por anfibólio xisto com intercalação de metabasalto maciço, seguido de quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto, mármores maciço, brechado e laminado, clorita-muscovita xisto e clorita-granada xisto, biotita-mármore, xisto magnetitífero e sulfeto maciço, xisto carbonoso com espesso veio de quartzo concordante, **quartzo-clorita-muscovita-granada xisto e xisto** feldspático (Fortes 1991, 1996).

As dobras mais importantes da Mina III são assimétricas e semi-recumbentes, com os flancos paralelos à xistosidade principal. As dobras são comumente evidenciadas por veios de quartzo ou quartzo-carbonato com espessura milimétrica a métrica. A xistosidade plano-axial é anastomosada e sua atitude é variável, com maior freqüência em torno de 10°-20°/N10°-50°W. A atitude média dos eixos de dobras situa-se em torno de 5°-20°/N60°-85°W. Lineações de interseção e elongação paralelas ou subparalelas aos eixos de dobras são freqüentes e, assim como estes, definem o *plunge* dos corpos de minério. Ocorrem ainda lineações de crenulação, uma com atitude 10°-20°/N70°W-S80°W, subparalela às demais lineações e associada a raras dobras com plano axial sub-vertical, e outra com atitude de 5°-20°/N10°E-N10°W e associada a dobras abertas e suaves com plano axial vertical (Fortes 1991 1996).

Queiroz et al. (1997) observam que na região da Mina III, a deformação resultou de esforços tangenciais de NW para SE e transpressivos sinistrais NW, resultantes da evolução tectônica regional. Os autores associam o controle estrutural da mineralização a condições locais como tipos de rochas, condições de contorno das supracrustais e reologia dos terrenos granito-gnáissicos adjacentes.

As freqüentes intercalações entre os diferentes tipos de rochas na área da Mina III podem ser tanto feições primárias quanto resultarem de tectonismo. Considerando que a deformação teve papel preponderante, pode-se agrupar os tipos litológicos em quatro blocos litoestruturais distintos designados, do topo para a base estrutural, de A a D, separados por falhas de empurrão (Coelho 1999) (Fig. 3).

O Bloco A, situado no extremo oeste, compreende espesso nível de anfibólio xisto que grada e se intercala com quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto atribuídos à Formação Rio Vermelho. O anfibólio xisto apresenta, no topo, horizontes de metabasalto com estruturas primárias do tipo *pillow-lava*. Em profundidade, contem níveis gradativamente mais frequentes de rochas cloritizadas e carbonatadas, com proporções variadas de anfibólio, quartzo, clorita e carbonato até o predomínio de quartzo-cloritacarbonato-muscovita xisto, próximo ao contato com as rochas estruturalmente sotopostas.

O Bloco B é um pacote de xisto carbonoso com raras lentes de mármore dolomítico carbonoso escuro. O xisto carbonoso é petrografica e petrologicamente idêntico ao da Formação Ribeirão das Antas do Bloco D e, portanto, com este correlacionado. Em profundidade o contato entre os Bloco C e D é dado pela zona de cisalhamento da estrutura IV.

O Bloco C consiste de um conjunto de rochas alóctones pertencentes às Formações Rio Vermelho e Ribeirão das Antas, e tectonicamente alçadas entre os pacotes de xistos carbonosos dos Blocos B e D. O topo consiste de um pacote de quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto com intercalações lenticulares de anfibólio xisto, mármore dolomítico maciço, brechado e laminado, clorita xisto e xisto carbonoso. Próximo ao contato com o Bloco D, sotoposto, ocorre um nível de mármore dolomítico maciço, brechado e laminado com lentes de biotita-mármore, clorita-muscovita xisto, clorita-granada xisto, xisto magnetitífero e sulfeto maciço, os quais correspondem aos corpos de minério da Zona Superior (Fig. 4). O contato entre os blocos C e D é dado pela zona de cisalhamento





Figura 3 - Mapa geológico e perfil integrado de testemunhos de sondagem da área da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Fortes 1991, 1996, Coelho 1999).

da Estrutura III.

O Bloco D compreende xistos carbonosos em cuja base estrutural ocorre espesso veio de quartzo e disseminações de sulfetos, representativos do corpo de minério da Zona Inferior (Fig. 4). Estruturalmente abaixo dos xistos carbonosos ocorre estreito e descontínuo pacote de quartzo-clorita-muscovita-granada xisto com venulações de quartzo e disseminações de sulfetos correspondentes ao corpo de minério da Zona da Granada (Fig. 4). Estas rochas estão em contato por zona de cisalhamento da Estrutura III com xistos feldspáticos estruturalmente inferiores. O Bloco D é interpretado como um pacote de rochas metassedimentares e atribuídas à Formação Ribeirão das Antas.

Mina Nova

A Mina Nova situa-se a cerca de 1,0 km a sudoeste de Crixás. Como na Mina III, a jazida também ocorre próximo ao contato de rochas metabásicas da Formação

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros



Figura 4 – Mapa geológico do nível 150 da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (segundo Fortes 1991, modificado de Araújo & Kemiac 1989).

Rio Vermelho e rochas metassedimentares da Formação Ribeirão das Antas. Assim, as rochas do depósito compreendem anfibólio xisto, mármore, quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto, xisto carbonoso com veios de quartzo e lentes de carbonato-muscovita xisto, quartzo-cloritamuscovita-granada xisto e xisto feldspático (Fig. 5).

As dobras mais importantes na mina são fechadas a isoclinais desenhadas pela foliação metamórfica, cujo mergulho varia entre 5°-15°/N20°-50°W a 10°-20°/N20°-30°E. As lineações de interseção e de elongação tem atitude 5°-10°/N60°-90°W, paralelas ao eixo das dobras e fornecem o *plunge* dos corpos de minério. Duas lineações de crenulação também ocorrem, uma segundo 5°-10°/ N70°W-S80°W, subparalela às lineações demais lineações, e outra segundo 5°-10°/N10°E-N10°W (Fortes 1996, Portocarrero 1996).

A semelhança petrográfica e estrutural e a correlação lateral dos estratos, permite associar as rochas da Mina Nova aos Blocos A, C e D da Mina III.

Os corpos de minério compreendem disseminações de sulfetos (pirrotita e arsenopirita) em xisto carbonoso (Corpo I) e em carbonato-muscovita xisto (Corpo II) (Fig. 6). Veios de quartzo centimétricos a decimétricos são comuns nas zonas mineralizadas e são concordantes à foliação



Figura 5 – Perfil geológico integrado de testemunhos de sondagem da Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO) (segundo Fortes 1996).



Figura 6 – Mapa geológico de subsolo da Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO) (segundo Portocarrero 1996).

dos xistos carbonosos (Fortes 1996, Portocarrero 1996).

PETROGRAFIA

Metabasaltos

Os metabasaltos são maciços, verde-claros a escuros e finos a muito finos. Localmente apresentam estruturas em almofada (*pillow-lava*), por vezes intensamente deformadas (Fig. 7a), além de texturas vesicular e amigdaloidal.

Contêm, em média, 70% de anfibólio verde-azulado (Fig. 7b), geralmente zonado, com núcleos mais pálidos, ripiforme e de comprimento entre 0,5 e 3 mm. Plagioclásio (15%) e quartzo (10%) são os mais abundantes constituintes de uma matriz recristalizada muito fina (0,05 mm), que, em geral, dificulta a distinção entre ambos. Minerais subordinados compreendem epidoto, em geral situado nas **bordas do anfibólio ou disperso na matriz, e carbonato em** xenoblastos de até 1,5 mm, em agregados policristalinos inferiores a 0,5 mm ou em vênulas junto com quartzo. Titanita, pirita, ilmenita, magnetita, hematita, rutilo e, raramente, clorita são constituintes menores.

Anfibólio xistos

Dois tipos de anfibólio xistos ocorrem na área: um com predomínio de anfibólio sobre clorita e outro com clorita predominante. Ambos são verde-escuro a verde-claro.

O tipo com predomínio de anfibólio apresenta foliação



Figura 7 – (a) - Afloramento de metabasalto com estrutura em almofada (pillow-lava) deformada, Rio Vermelho. (b) – Fotomicrografia de lâmina delgada de metabasalto (Mina III), mostrando cristais intercrescidos de anfibólio. Luz natural. (c) - Fotomicrografia de anfibólio xisto com predomínio de clorita (Mina III), mostrando porfiroblasto de anfibólio discordante da foliação principal. Luz Natural. (d) - Fotomicrografia de quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto (Mina III), mostrando porfiroblasto de biotita discordante da foliação principal e com sombra de pressão. Luz polarizada. (e) – Amostra de mármore mostrando variações texturais dos tipos maciço, laminado e brechado (Mina III). (f) - Exposição de biotita-mármore mostrando níveis ricos em biotita (Mina III).

incipiente e consiste de 40 a 70% de hornblenda fina (0,1 a 1 mm), verde-azulada, concordante ou discordante da foliação principal, seguida de quartzo (10-30%), ora em níveis descontínuos concordantes com a foliação, ora participando de matriz muito fina ou em agregados policristalinos com extinção ondulante e pouco poligonalizados, e carbonato (10-20%) em agregados policristalinos de granulação fina e dispostos segundo a foliação A clorita (5-10%) é geralmente discordante da foliação principal e está associada ao anfibólio. Constituintes menores compreendem plagioclásio, ilmenita, pirita, epidoto e biotita dispostos segundo a foliação. Localmente ocorrem poiquiloblastos de granada (até 30%) de 0,1 a 0,5 cm e mica branca (até 20%) de até 0,2 mm.

Anfibólio xistos com predomínio de clorita têm foliação proeminente e consistem de clorita (30-40%) em níveis descontínuos sub-paralelos, carbonato (20-30%) em grãos (0,1 a 1 mm) alongados segundo a foliação, quartzo (15-30%) como constituinte de uma matriz muito fina ou como porfiroblastos (0,05 a 0,5 mm) alongados segundo a foliação e com extinção ondulante, e hornblenda verde-azulada (10-30%) concordante ou discordante da foliação (Fig. 7c), em poiquiloblastos de até 5 cm, por vezes, rotacionada. Constituinte menores, em geral paralelos à foliação, compreendem biotita intercrescida com clorita ou como porfiroblastos de até 5 mm, epidoto geralmente associado à clorita, ilmenita, pirita e plagioclásio.

Quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos

Estes xistos são verde-claro e sua foliação é dada pela alternância de lâminas ricas em minerais micáceos e em quartzo e carbonato. Sua composição é muito variável e consistem de quartzo (20-40%) em grãos de 0,1 a 0,5 mm alongados, com extinção ondulante e bandas de deformação, isolados ou com carbonato e concordantes com a foliação, clorita (10-25%) em níveis descontínuos arranjados de forma anastomosada, carbonato (5-30%) em grãos alongados de até 5 mm ou em níveis com quartzo, mica branca (10-40%) intercrescida com clorita, e biotita (5-15%) em porfiroblastos de até 4 mm (Fig. 7d) concordantes ou discordantes da foliação e com inclusões de quartzo e minerais opacos, ou intercrescida com clorita. Constituintes menores compreendem ilmenita, pirrotita em filmes descontínuos muito finos e segundo a foliação, e, mais raramente pirita e arsenopirita de granulação fina a média, plagioclásio em grãos ovalados, por vezes zonados, e turmalina em diminutos cristais arredondados associados à clorita.

Mármores

Mármores ocorrem sob a forma maciça, laminada, brechada e como biotita-mármore. Os três primeiros são

intimamente associados como variações de fácies. (Fig. 7e). O biotita-mármore ocorre sempre próximo aos corpos de sulfeto maciço da Zona Superior da Mina III (Fig. 7f).

O mármore maciço é cinza-claro, de granulação fina a média e consiste de carbonato e quartzo. O carbonato (50-95%) ocorre em grãos recristalizados, de contornos irregulares e extinção ondulante, por vezes com núcleos pigmentados por minerais opacos e/ou material carbonoso. O quartzo (5-50%) é fino a muito fino e de contornos irregulares, com extinção ondulante e bandas de deformação. Mica branca e rutilo são constituintes menores.

O mármore laminado tem ocorrência restrita, é cinzaclaro e tem uma foliação dada pela alternância de lâminas de quartzo e carbonato e de material carbonoso. É composto dominantemente por carbonato e quartzo. O carbonato (65%) ocorre em grãos finos a médios alongados na foliação, recristalizados, com extinção ondulante e inclusões de quartzo. O quartzo (30%) é fino a muito fino, discretamente alongado na foliação, tem contornos irregulares, extinção ondulante e bandas de deformação. Os constituintes menores compreendem mica branca, clorita, material carbonoso, minerais opacos e turmalina.

O mármore brechado é cinza-esbranquiçado e seu aspecto brechado é dado por fragmentos de mármore circundados por material carbonoso. É composto por carbonato e quartzo. O carbonato (60-90%) é muito fino, de contornos irregulares e extinção ondulante. O quartzo (10-40%) é muito fino, de contornos irregulares, extinção ondulante e bandas de deformação. Constituintes menores compreendem material carbonoso, mica branca e rutilo.

O biotita-mármore ocorre intimamente associado aos corpos de sulfeto maciço da Zona Superior da Mina III. É uma rocha bege-claro e tem foliação definida por níveis milimétricos e descontínuos ricos em biotita, que, por vezes, delineiam estruturas S-C. Seus constituintes maiores compreendem carbonato (70-90%) fino a muito fino alongado na foliação, biotita (5-10%) em porfiroblastos discordantes ou concordantes com a foliação, quartzo (5-10%) fino a muito fino, e mica branca (5-10%). Plagioclásio, arsenopirita, clorita e rutilo são constituintes menores.

Clorita-granada xistos e granaditos

Clorita-granada xistos e granaditos são rochas associadas à Zona Superior da Mina III. Quando contêm mais de 10% de arsenopirita, podem constituir o minério.

O granada-clorita xisto é verde-escuro e tem foliação definida por níveis micáceos. Consistem de clorita (15-65%), granada (10-50%) em porfiroblastos de até 2,5 cm de diâmetro (Fig. 8a), quartzo (10-25%) fino a médio e segundo a foliação, com extinção ondulante e bandas de deformação, biotita (10-25%) intercrescida com clorita ou em porfiroblastos avermelhados de até 0,5 cm discordantes da foliação. Constituintes menores compreendem cloritóide em porfiroblastos de até 2 cm discordantes da foliação, mica branca, grunerita-cumingtonita fibrorradiada de até 1 cm, carbonato, plagioclásio, epidoto, ilmenita, hematita, arsenopirita, pirrotita e calcopirita.

O granadito é avermelhado, tem aspecto maciço e é constituído de granada (40-90%) muito fina a muito grossa, minerais opacos (10-20%), clorita (5-30%), quartzo (5-20%), biotita (5-15%) e carbonato (0-15%). Gruneritacumingtonita e epidoto são componentes menores.

Clorita-muscovita xistos e muscovita xistos

Ambas as rochas estão intimamente associadas aos sulfetos maciços da Zona Superior da Mina III. Os cloritamuscovita xistos têm foliação definida pela alternância de lâminas descontínuas de mica branca e clorita. Seus minerais principais são mica branca (45-50%) e clorita (45-50%), por vezes intercrescidas. Constituintes menores compreendem quartzo e plagioclásio em agregados policristalinos entre 0,5 e 3 mm, biotita intercrescida com clorita ou discordante da foliação em poiquiloblastos de até 0,5 mm, cloritóide, granada, minerais opacos e turmalina.

Os muscovita xistos são bege-claro ou cinza-prateado e, quando contém mais de 10% de arsenopirita, podem constituir minério. São compostos por mica branca (75-95%) fina a muito fina ou em agregados ovalados. Subordinadamente ocorrem minerais opacos (5-10%), em particular ilmenita em bastonetes muito finos, concordante ou discordantes da foliação, arsenopirita fina à média hipidioblástica a idioblástica, hematita, pirrotita, pirita e calcopirita. Constituintes menores compreendem porfiroblastos de cloritóide, de granada e de biotita, geralmente discordantes da foliação e por vezes rotacionados, plagioclásio, quartzo e zircão.

Xistos magnetitíferos

Estes xistos têm ocorrência restrita e estão intimamente associados aos sulfetos maciços da Zona Superior da Mina III. São cinza-escuros a pretos, de granulação fina e têm foliação dada pela alternância de lâminas ricas ora em minerais micáceos e ora em opacos.

Seus constituintes maiores compreendem uma associação muito fina de minerais opacos (20-50%), em particular magnetita intercrescida com ilmenita e pirrotita em filmes descontínuos dispostos na foliação, além de calcopirita e arsenopirita fina a grossa, subordinadas, biotita (20-40%) avermelhada e intercrescida com clorita, quartzo (5-30%) de contornos irregulares e clorita (5-30%). Mica branca, carbonato, plagioclásio, gruneritacumingtonita e granada são constituintes menores.

Sulfeto maciço

Sulfeto maciço é o minério típico da Zona Superior da Mina III. Ocorre em corpos descontínuos de espessura entre 0,5 e 2,5 m e são compostos por arsenopirita e pirrotita (50-90%), em proporções variáveis, com predomínio ora de um ora de outro.

A ganga consiste de quartzo de granulação fina a muito fina, contornos irregulares, extinção ondulante e bandas de deformação, plagioclásio fino a médio, carbonatizado e sericitizado, biotita avermelhada intercrescida com clorita, mica branca, carbonato, epidoto e rutilo.

A arsenopirita tem granulação fina a grossa, é idioblástica a hipidioblástica, de seção geralmente losangular, com pirrotita nos bordos e inclusões de magnetita, ilmenita, pirrotita e minerais de ganga. Os cristais em geral apresentam microfraturas, não raro, preenchidas com pirrotita e calcopirita.

A pirrotita está comumente recristalizada, algo poligonalizada, é fina a muito fina, contem inclusões de ilmenita e arsenopirita e bordas com calcopirita.

Veios de quartzo centimétricos a decimétricos concordantes ou discordantes da foliação ocorrem localmente e, quando presentes no minério rico em pirrotita, é comum a ocorrência de arsenopirita grossa próximo ao contatos dos veios (Fig. 8b). Muito raramente ocorrem feições sugestivas de sulfetação, principalmente pela formação de pirrotita nos xistos magnetitíferos (Fig. 8c).

Xistos carbonosos

Os xistos carbonosos são pretos, de granulação muito fina e sua foliação é dada pela alternância de lâminas descontínuas escuras carbonosas e claras quartzocarbonáticas ou micáceas. Petrograficamente, os xistos carbonosos das Minas III e Nova são semelhantes. Consistem de quartzo (20-40%) de granulação entre 0,1 e 0,3 mm, em grãos ligeiramente alongados na foliação, de contornos irregulares, extinção ondulante e bandas de deformação, mica branca (10-30%) intercrescida com clorita e material carbonoso (5-20%), carbonato (5-20%) em níveis descontínuos com o quartzo ou, especialmente na região da Mina Nova, em grãos arredondados com núcleos pigmentados por minerais opacos e material carbonoso, clorita (5-20%), biotita (5-20%) intercrescida com clorita ou em porfiroblastos de até 2 mm discordantes da foliação. Os constituintes menores compreendem ilmenita em bastonetes muito finos, pirrotita em filmes milimétricos descontínuos, ambos segundo a foliação, arsenopirita, em especial na Mina III e na Mina Nova, fina à grossa, idioblástica a hipidioblástica e com inclusões de minerais de ganga, rutilo, turmalina, plagioclásio, zircão e, localmente, granada.

Os xistos carbonosos com arsenopirita e/ou pirrotita



Figura 8 – (a) – Exposição de clorita-granada xisto (Mina III). (b) - Amostra de sulfeto maciço rico em pirrotita mostrando crescimento de arsenopirita próximo ao contato com o veio de quartzo (Mina III). (c) -Exposição de xisto magnetitífero mostrando substituição por pirrotita (Mina III). (d) - Exposição de veios de quartzo concordantes em xisto carbonoso associados com arsenopirita (Mina III). (e) – Exposição de veio de quartzo encaixado em xisto carbonoso mostrando dobra cujo eixo é o plunge do minério (Mina Nova). (f) – Exposição de carbonato muscovita xisto encaixado em xisto carbonoso (Mina Nova). **são o minério da Zone Inferior de Mina III, pre**ferencialmente próximo ao contato com possante veio de quartzo na sua porção central, e do Corpo I da Mina Nova. Em ambos os casos, é comum a presença de véios de quartzo concordantes, centimétricos a métricos, próximo ao contato dos quais comumente ocorre arsenopirita (Fig. 8d).

Veios de quartzo auríferos

Na Mina III, próximo ao contato dos xistos carbonosos com o quartzo-clorita-granada-muscovita xisto estruturalmente subjacente, ocorre um veio de quartzo, não raro dobrado, razoavelmente contínuo, de possança entre 0,5 e 5,0 m e que constitui o minério da Zona Inferior. A presença local de fragmentos lenticulares decimétricos a métricos de xisto carbonoso com arsenopirita no interior do veio, indica que o sulfeto é contemporâneo ao veio. O veio consiste de 98% de quartzo de até 3 mm, em grãos irregulares, serrilhados, com extinção ondulante e bandas de deformação. Subordinadamente ocorrem mica branca, material carbonoso, plagioclásio sericitizado, clorita, pirrotita e arsenopirita. Na Mina Nova, os veios são centimétricos a decimétricos, estão dobrados (Fig. 8e) e raramente mineralizados.

Carbonato-muscovita xistos

Estas rochas constituem o minério do Corpo II da Mina Nova e ocorrem em meio a xistos carbonosos (Fig. 8f). Têm coloração bege-claro e são compostas por carbonato (40-60%), mica branca (40-60%), e, em menores proporções, turmalina, biotita, clorita, quartzo, arsenopirita, pirrotita, ilmenita e material carbonoso.

Quartzo-clorita-muscovita-granada xistos

Estes xistos são verde-claro e a foliação é dada pela alternância de lâminas ricas em minerais micáceos e em quartzo e carbonato. Seus constituintes maiores compreendem quartzo (15-30%) de granulação fina a média, contornos irregulares, extinção ondulante, clorita (10-30%) intercrescida com mica branca (10-30%), granada (10-30%) em porfiroblastos de até 5 mm, com inclusões de minerais da matriz e por vezes rotacionados. Subordinadamente ocorrem biotita, ora intercrescida com clorita, ora em porfiroblastos de até 3 mm discordantes da foliação, ilmenita em bastonetes e pirrotita em filmes descontínuos segundo a foliação, turmalina, carbonato e plagioclásio. Próximo ao contato com os xistos carbonosos estes xistos podem conter até 10 a 15% de material carbonoso.

Veios de quartzo centimétricos a decimétricos concordantes com a foliação são comuns nestas rochas e, não raro, contém sulfetos e anomalias em ouro, definindo a

Zona de Minário da Granada da Mina III.

Xistos feldspáticos

Xistos feldspáticos são cinza-claro a escuro e têm foliação dada pela alternância de bandas centimétricas escuras carbonosas e claras com quartzo e micas. Seus constituintes maiores compreendem quartzo (40-60%) de até 0,1 mm, contornos irregulares e extinção ondulante, mica branca (30-40%) intercrescida com clorita (5-10%) e biotita (5-10%), e material carbonoso (5-10%). Plagioclásio ocorre em proporções variáveis, podendo atingir até 30%. Os constituintes menores compreendem minerais opacos, turmalina, carbonato, granada e epidoto.

Discussão

As rochas aqui estudadas apresentam estruturas planares e lineares bem desenvolvidas e geradas por cisalhamento simples (quase-puro) em regime dúctil penetrativo, acompanhado de recristalização representada por extinção ondulante, bandas de deformação e subgrãos.

Os cristais de granulação média a grossa são poiquiloblastos sin- a tardi-tectônicos, com sombras de pressão em geral simétricas, mais raramente assimétricas, que indicam deslocamentos ora dextrais, ora sinistrais, e não porfiroclastos resistentes à milonitização, sugerindo que o seu crescimento ocorreu devido a uma taxa de recuperação maior em relação à de deformação, favorecendo a classificação das rochas como metamórficas comuns (xistos ou filitos, Wise et al: 1984). A presença de porfiroblastos sintectônicos, aos quais a foliação se amolda sem sombras de pressão assimétricas, pode ser explicada pelo seu crescimento em locais de pouca deformação, devido à sua partição. Estes locais representam sítios favoráveis à sua nucleação, e os porfiroblastos poderiam ser rotacionados, uma vez que também estão submetidos à deformação (Prior 1987).

A presença de estruturas em almofada, amigdalas e vesículas em metabasaltos indicam extravasamento em ambiente sub-aquoso, provavelmente marinho.

Deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal contribuíram para a obliteração de feições primárias, dificultando a determinação segura de rochas provavelmente metabásicas.

Os anfibólio xistos podem corresponder a basaltos deformados e metamorfizados. Nos tipos com predomínio de anfibólio a percolação de fluidos foi provavelmente menos intensa, comparativamente aos ricos em clorita e carbonato, os quais podem ser interpretados como produtos de alteração por fluidos ricos em H₂O e CO₂. Por outro lado, as freqüentes intercalações de quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos em anfibólio xistos, sugerem que os primeiros podem representar estágios de percolação mais intensa, o que se justificaria pela abundância de clorita, carbonato, mica branca e biotita, que implicaria em adição de potássio ao sistema. A relação entre metabasaltos, anfibólio xistos e quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos é corroborada por dados geoquímicos de elementos maiores, menores e traços obtidos por Thomson (1987) e Fortes (1991) e de química mineral por Thomson (1991b).

Os mármores maciço, laminado e brechado provavelmente resultaram de protólitos sedimentares de ambiente marinho. Theodoro (1995) descreve a presença de horizontes oolíticos que podem representar barreiras de plataforma rasa e interpreta os mármores laminados com matéria carbonosa como prováveis relíquias de esteiras algais. Já o biotita-mármore, restrito à Zona Superior de Minério da Mina III, pode representar produto de intensa carbonatação de rochas metabásicas ou de aporte de potássio em mármores de origem bioquímica (Fortes, 1996).

Os clorita-granada xistos e xistos magnetitíferos, bem como os granaditos e sulfetos maciços são rochas ricas em ferro de origem incerta. Entretanto, os clorita-granada xistos podem representar sedimentos ferríferos com intercalações de pelitos aluminosos, como proposto por Fortes (1996) ou, como propôs Thomson (1987), rochas metabásicas extremamente hidrotermalizadas, com enriquecimento em ferro.

Os muscovita-clorita xistos e muscovita xistos foram interpretados por Thomson (1987), Fortes (1991) e Magalhães (1991), com base na geoquímica de elementos maiores, menores e traços, como produtos de intensa cloritização e sericitização de rochas metabásicas. Entretanto, sua íntima associação com clorita-granada xistos e granaditos, sugere que estas podem estar geneticamente relacionadas. Assim, considerando que os cloritagranada xistos possam representar sedimentos ferríferos, os muscovita-clorita xistos e muscovita xistos poderiam corresponder a produtos de cloritização e sericitização, que culminariam com a formação dos muscovita xistos (Fortes, 1996).

Os xistos carbonosos representam o início de sedimentação pelítica, com importante conteúdo de material origem orgânica, em dois momentos distintos: o primeiro ao término do vulcanismo máfico e o segundo ao final da sedimentação bioquímica.. Os quartzo-clorita-muscovitagranada xistos podem corresponder a metapelitos, como sugere o seu contato gradacional com os xistos carbonosos. Os xistos feldspáticos são prováveis metarenitos ou metassiltitos, que por vezes sugerem apresentar fragmentos de rochas carbonosas.

Do ponto de vista metamórfico, a paragênese dos metabasaltos contem hornblenda + quartzo + plagioclásio \pm epidoto \pm titanita \pm clorita, indicativa de metamorfismo

da fácies epidoto-anfibolito (Miyashiro 1973). Maior, portanto, do que a normalmente atribuída ao metamorfismo de fundo oceânico, em geral representado por actinolita, albita, clorita, pumpeleita, quartzo, epidoto e titanita (Spooner & Fyfe 1973, Mottl 1983, Evarts & Schiffman 1983).

Os anfibólio xistos têm paragênese contendo hornblenda verde-azulada + quartzo + plagioclásio + clorita ± biotita ± epidoto ± titanita, e indica também metamorfismo da fácies epidoto-anfibolito.

Os quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos apresentam paragênese da fácies xisto verde (Winkler 1976).

A paragênese dos clorita-granada xistos é compatível com a de sedimentos ferríferos (fácies silicato) com alto conteúdo em alumínio (pelitos aluminosos) submetidos a metamorfismo de grau fraco a médio (Winkler 1976).

Os protólitos dos mármores eram provavelmente pobres em quartzo, pois não apresentam tremolita ou talco na paragênese metamórfica (Winkler 1976).

Nos xistos carbonosos, o material carbonoso tem estrutura cristalina pobremente definida e pode ser classificado como carbono sólido como proposto por Mossman & Thompson-Rizer (1993). O material tem grau de cristalinidade inferior ao da grafita, indicando condições de metamorfismo inferiores à da fácies anfibolito médio a alto, quando se estabiliza como grafita (Landis 1971, Grew 1974).

As paragêneses dos quartzo-clorita-muscovita-granada xistos são diagnósticas de metamorfismo de grau baixo e são estáveis até o início do grau médio (Winkler 1976). São, portanto, compatíveis com as fácies xisto verde superior e epidoto-anfibolito.

Exceto os mármores, rochas praticamente monominerálicas, como os muscovita xistos, sulfeto maciço e veios de quartzo são aqui interpretados como produtos de alteração hidrotermal resultantes de sericitização, sulfetação e silicificação, respectivamente.

A Tabela 1 sintetiza os prováveis protólitos e as transformações minerais resultantes do metamorfismo e alteração hidrotermal das rochas associadas aos diversos corpos de minério.

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA DOS CORPOS DE MINÉRIO

Cerca de 200 lâminas delgadas e seções polidas foram confeccionadas a partir de 50 amostras representativas dos corpos de minério estudados.

Sua descrição detalhada possibilitou a identificação de cerca de 1.650 grãos de ouro, em função de seu modo de ocorrência com relação aos demais minerais e intervalo granulométrico considerando a área aproximada dos grãos.

Provável protólito	Metamorfismo	Alteração
		<u>Hidrotermal</u>
Basalto	Metabasalto, Anfibólio	Quartzo-
	xisto, Clorita-antibolio	cloritacarbonato-
Dicarânio	<u>XISto</u>	muscovita xisto
Plagioclásio	Plagiociásio	Muscovita
lagiociasio	Quartzo	Quartzo
	Epidoto	Q • • • • • • •
	Clorita	Clorita
ļ	Biotita	Biotita
,	Carbonato	Carbonato
Oxidos de	Magnetita/Ilmenita/Titanit	
Sulfator de farre	a/R utilo	A rsenopirita/Ouro
Culcáreos/Dolomit	Mármores (masico	Biotita-mérmore
Calcaleus/Dolomin	brechado e laminado)	Diotita-marmore
Carbonato	Fe-dolomita	Fe-dolomita
Material carbonoso	Material carboboso	
Quartzo	Quartzo	Quartzo
		Biotita
Sed im entos	Clorita-granada xisto,	Clorita-muscovita
ferríferos	Granadito	xisto, Muscovita xisto
aluminosos (?)		
Oxidos de ferro	Ilmenita/Hematita	1 11/10
Sulletos de ferro	Pirrotita/Calcopirita	A rsenopirita/Ouro
Quartzo	Quartzo	
Argitointiletais	Cloritóide	
	Grunerita-cum ingtonita	
	Biotita	Biotita
	Plagioclásio	Muscovita
	Clorita	Clorita
C <u>arbonatos</u>	Carbonato	
Sedimentos	Xisto	Sulfeto maciço
Ferriferos (?)	magnetitifero/Sulfeto	
	(0)	
Óxidos do Ferro	<u>maciço (?)</u>	
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro	<u>maciço (?)</u> Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita	A rsenonirita/Quro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Ouartzo	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u>	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cum ingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato	Arsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado /
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto_
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Quartzo Plagioclásio	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto_ Muscovita
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Quartzo Plagioclásio Clorita	A rsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Quartzo Plagioclásio Clorita Biotita	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Quartzo Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro	maciço (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita	A rsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita A rsenopirita/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita	A rsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita A rsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita-
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada vieto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático Quartzo Muscovita Clorita	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático Muscovita Clorita Biotita	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático Quartzo Muscovita Clorita Biotita Plagiocásio	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático Quartzo Muscovita Clorita Biotita Plagiocásio Granada	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático Quartzo Muscovita Clorita Biotita Plagiocásio Granada Material carbonoso	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto
Óxidos de ferro Sulfetos de ferro Quartzo Argilo-minerais <u>Carbonato</u> Folhelhos Carbonosos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Sulfetos de ferro Pelitos/Psamitos Quartzo Argilo-minerais Material carbonoso Óxidos de ferro	macico (?) Magnetita/Ilmenita Pirrotita/Calcopirita Quartzo Plagioclásio Grunerita-cumingtonita Granada Biotita Clorita Carbonato Xisto carbonoso Plagioclásio Clorita Biotita Material carbonoso Pirrotita/Calcopirita Quartzo-clorita- muscovita-granada xisto / Xisto feldspático Quartzo Muscovita Clorita Biotita Plagiocásio Granada Material carbonoso Pirrotita	Arsenopirita/Ouro Sulfeto disseminado / Carbonato-muscovita xisto Muscovita Biotita Arsenopirita/Ouro Veios de quartzo/Ouro Sulfeto disseminado em quartzo-clorita- muscovita-granada xisto Arsenopirita/Ouro

Tabela 1 - Síntese dos protólitos e transformações minerais por metamorfismo e alteração hidrotermal das rochas associadas aos diversos corpos de minério das jazidas aur'[iferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO) (segundo Fortes 1996).

Sulfeto Maciço	% Mín. a Máx.	% Média
Pirrotita	10 a 75	40
Carbonato	5 a 40	20
Biotita	_10 a 35%	15
Quartzo	0 a 25	. 8
Arsenopirita	Traço a 40	8
Calcopirita	Traço a 5	2
Ilmenita	Traço a 5	2
Clorita	0 a 5	2
Plagioclásio	0 a 5	2
Magnetita	0 a 2	
	TOTAL	100

Tabela 2 - Composição mineralógica média do sulfeto maciço da Zona Superior de minério da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

Mina III

SULFETO MACIÇO/ZONA SUPERIOR

A Zona Superior de minério é caracterizada por lentes de sulfeto maciço, clorita-granada xisto, granadito, cloritamuscovita xisto, muscovita xisto, magnetita maciça, xisto magnetitífero e biotita-mármore encaixados em pacote de Fe-dolomitos com lentes de quartzo-clorita-carbonatomuscovita xisto. As lentes de sulfeto maciço são a principal rocha mineralizada da, mas altos teores de ouro também ocorrem em clorita-granada xisto e clorita-muscovita xisto, sempre associados a disseminações de arsenopirita e pirrotita.

As lentes de sulfeto maciço são eventualmente foliadas e compostas principalmente por pirrotita, subordinadamente arsenopirita, calcopirita e óxidos. Carbonato, biotita e quartzo são os principais minerais de ganga. Localmente ocorrem bolsões dominados por arsenopirita de granulação média à grossa. A Tabela 2 mostra as principais fases minerais do sulfeto maciço com as proporções de cada fase mineral obtidas a partir da média das percentagens visualmente estimadas em lâminas delgadas e seções polidas.

O ouro no sulfeto maciço ocorre preferencialmente no contato da pirrotita com outros sulfetos e/ou minerais de ganga, ou no contato entre grãos de carbonato ou, ainda, incluso ou preenchendo fraturas em arsenopirita (Figs. 9a e 9b). Embora mais raramente, o ouro pode estar associado à calcopirita, quartzo, micas e óxidos.

O modo de ocorrência do ouro em relação aos demais minerais no sulfeto maciço da Zona Superior é ilustrado considerando a quantidade de grãos de ouro observados (Figura 10a) e o somatório da área dos grãos em microns quadrados (mm²) (Figura 10b).

Comparativamente aos demais minerais, a pirrotita, mi-



Figura 9 – (a) - Fotomicrografia de sulfeto maciço mostrando ouro incluso e no contato entre grãos de arsenopirita. Luz refletida. Zona Superior (Mina III). (b) – Fotomicrografia de sulfeto maciço mostrando ouro em fratura junto com calcopirita em grãos de arsenopirita. Luz refletida. Zona Superior (Mina III). (c) – Fotomicrografia de veio de quartzo mostrando ouro incluso em quartzo. Luz refletida. Zona Inferior (Mina III). (d) - Fotomicrografia de veio de quartzo mostrando ouro associado a material carbonoso. Luz refletida. Zona Inferior (Mina III). (e) – Fotomicrografia de xisto carbonoso mostrando ouro na borda da pirrotita em contato com calcopirita e minerais de ganga. Luz refletida. Zona Inferior (Mina III). (f) – Fotomicrografia de xisto carbonoso mostrando ouro na borda de pirrotita associada com arsenopirita. Luz refletida, Zona Inferior Mina III).



Figura 10 – Modo de ocorrência do ouro nos corpos de minério das Minas III e Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO), considerando: (a) - a quantidade de grãos de ouro observados e (b) - o somatório da área ocupada pelos grãos de ouro, em microns quadrados (mm²) (modificado de Coelho 1999).

Veio de quartzo	% Mín. a Máx.	% Média
Quartzo .	65 a 95	90
Material Carbonoso	2 a 10	5
Carbonato	0 a 10	2
Pirrotita	Traço a 3	l
Arsenopirita	Traço a 3	
Calcopirita	Traço a S	1
Biotita	Traço	-
Muscovita	Traço	-
Clorita	0 a Traço	
Ilmenita	0 a Traço	-
	TOTAL	100

Tabela 3 - Composição mineralógica média estimada para o veio de quartzo da Zona Inferior de minério da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

neral mais abundante, é que contem a maior quantidade de ouro. Por outro lado, uma quantidade pequena de arsenopirita apresenta boa proporção de ouro, indicando ser um mineral importante, o que se traduz na exploração do minério, pois o aumento na proporção de arsenopirita eleva substancialmente o teor de ouro da Zona Superior.

A quantidade de ouro incluso em carbonato do sulfeto maciço pode estar superestimada devido à ocorrência de um único grão de ouro de 8.100 mm². O ouro associado a carbonato, no entanto, é importante, mas provavelmente em proporção menor do que a apresentada na Figura 10b.

VEIO DE QUARTZO/ZONA INFERIOR

Um dos tipos de minério da Zona Inferior é um potente veio de quartzo encaixado em xistos carbonosos, próximo à sua base estrutural e ao contato com o quartzoclorita-muscovita-granada xisto da Zona da Granada. Nas extremidades da Zona Inferior, o minério é uma faixa com cerca de sessenta centímetros, com metade situada na base do veio e metade no xisto carbonoso estruturalmente subjacente.

O veio é um corpo relativamente contínuo, com possança média de aproximadamente 2 m e mineralogicamente homogêneo (Tabela 3). A existência de outras fases minerais no veio pode ser diretamente relacionada à inclusões de xisto carbonoso e a venulações tardias de quartzo e carbonato.

Disseminações de arsenopirita, pirrotita e calcopirita são comuns no veio de quartzo, mas em concentrações sempre inferiores a 5%. A arsenopirita é o sulfeto mais comum e está associada às inclusões de xisto carbonoso no veio. Pirrotita e calcopirita podem ocorrer como agregados no veio.

O ouro no veio ocorre ora incluso ou entre grãos de quartzo, em geral próximo a porções mais ricas em material carbonoso (Fig. 9c e 9d), ora subordinadamente associado a carbonato, material carbonoso e a sulfetos, preferencialmente como inclusões em arsenopirita e, subordinadamente, no contato de entre pirrotita e

Xisto carbonoso	% Mín a Máx	% Média
Material Carbonoso	15 a 45	35
Quartzo	15 a 40	25
Carbonato	2 a 20	15
Muscovita	1 a 25	5
Biotita	1 a 1 5	5
Clorita	1 a 10	5
Arsenopirita	Traço a 20	5
Pirrotita	Traço a 20	5
Calcopirita	Traço	-
Ilmenita	Traço	-
Magnetita	Traço	-
	TOTAL	100

Tabela 4 - Composição mineralógica média estimada para o xisto carbonoso da Zona Inferior de minério da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

calcopirita com outros minerais.

A Figura 10 sintetiza o modo de ocorrência do ouro em relação aos demais minerais no veio de quartzo da Zona Inferior considerando a quantidade de grãos de ouro observados e o somatório da área dos grãos em microns quadrados (mm²).

XISTO CARBONOSO/ZONA INFERIOR

Nas porções centrais da Zona Inferior, o minério é um xisto carbonoso estruturalmente inferior ou superior ao veio de quartzo. Nas extremidades sul e norte desta zona, o minério é uma faixa de 30 cm de sulfetos disseminados no xisto, próximo ao contato superior com o veio. Na porção central, o minério é um xisto carbonoso, longe do contato com o veio de quartzo, numa faixa mais espessa também com disseminação de filmes de pirrotita ao longo da foliação e de arsenopirita de granulação fina à grossa. A Tabela 4 sintetiza a composição modal média do xisto carbonoso.

O ouro é mais abundante nos xistos carbonosos dos corpos centrais do que nos localizados nas extremidades da Zona Inferior. A maior parte do ouro no xisto carbonoso da porção central ocorre principalmente incluso ou no contato de grãos de quartzo, associado ao material carbonoso; no contato da pirrotita com outras fases minerais (Figs. 9e e 9f), ou, ainda, associado a arsenopirita. Subordinadamente, o ouro está associado a micas, carbonato e material carbonoso.

No xisto carbonoso das extremidades sul e norte da Zona Inferior, o ouro ocorre principalmente associado ao material carbonoso, ou incluso ou entre grãos de quartzo ou, ainda, incluso em arsenopirita. Mais raramente, ocorre nas bordas da pirrotita em contato com outros minerais (Fig. 11a) ou entre grãos de carbonato.

A Figura 10 apresenta o modo de ocorrência do ouro em relação aos demais minerais nos xistos carbonosos da Zona Inferior considerando a quantidade de grãos de ouro observados e o somatório da área dos grãos em microns quadrados (mm²).

QUARTZO-CLORITA-MUSCOVITA-GRANADA XISTO/ZONA DA GRANADA

O minério da Zona da Granada é restrito e associado a rochas situadas na transição entre o xisto carbonoso da Zona Inferior e os quartzo-clorita-muscovita-granada xistos estruturalmente subjacentes. É representado por um horizonte onde se alternam lentes milimétricas a centimétricas de clorita-muscovita xistos e muscovita-clorita xistos carbonosos, o conjunto designado de quartzo-cloritamuscovita-granada xisto. A rocha mineralizada é composta por muscovita, clorita, material carbonoso, quartzo, biotita, carbonato, sulfetos e óxidos, localmente com níveis ricos em granada. Sua composição modal média é apresentada na Tabela 5.

Os níveis mineralizados apresentam grande quantidade de venulações milimétricas a decimétricas de quartzo e carbonato paralelas à foliação principal. Os sulfetos raramente ultrapassam de 15% da rocha e consistem de pirrotita em filmes milimétricos segundo a foliação e arsenopirita fina a média, por vezes também disposta segundo a foliação.

O ouro na Zona da Granada está associado às vênulas, concentrando-se preferencialmente no contato ou próximo ao contato das vênulas com a porção xistosa e sulfetada da rocha. Ocorre preferencialmente incluso ou entre grãos de quartzo (Fig. 11b), ou associado à pirrotita e demais minerais de ganga como clorita (Fig. 11c). Subordinadamente se associa à calcopirita, incluso em arsenopirita ou no contato entre óxidos e outros minerais de ganga.

A Figura 10 ilustra o modo de ocorrência do ouro em relação aos demais minerais no quartzo-clorita-muscovitagranada xisto da Zona da Granada considerando a quantidade de grãos de ouro observados e o somatório da área dos grãos em microns quadrados (mm²).

Mina Nova

CORPO I

A posição estratigráfica do minério da Mina Nova é semelhante à da Zona Inferior da Mina III. A zona mineralizada ocorre em um pacote de xisto carbonoso com venulações de quartzo e um estreito nível de carbonatomuscovita xisto, com teores de sulfeto geralmente inferi-



Figura 11 – (a) - Fotomicrografia xisto carbonoso mostrando ouro associado à pirrotita, material carbonoso e outros minerais de ganga. Luz refletida. Zona Inferior (Mina III). (b) – Fotomicrografia de quartzo-cloritamuscovita-granada xisto mostrando ouro incluso em grãos de quartzo e na borda de pirrotita e arsenopirita. Luz refletida. Zona da Granada (Mina III). (c) – Fotomicrografia de quartzo-clorita-muscovita-granada xisto mostrando ouro associado à clorita e pirrotita. Luz refletida. Zona da Granada (Mina III). (d) - Fotomicrografia de xisto carbonoso mostrando ouro associado à pirrotita. Luz refletida. Corpo I (Mina Nova). (e) – Fotomicrografia de carbonato-muscovita xisto mostrando ouro entre grãos de carbonato. Luz refletida. Corpo II (Mina Nova). (f) – Fotomicrografia de carbonato-muscovita xisto mostrando ouro associado à arsenopirita. Luz refletida. Corpo II (Mina Nova).

Quartzo-clorita-muscovita xisto	% Mín. a Máx.	<u>% Média</u>
Muscovita	10 a 30	_20
Clorita	10 a 40	20
Material Carbonoso	10 a 30	15
Quartzo	5 a 3 <u>5</u>	. 15
Biotita	I a 40	10
· Carbonato	0 a 40	5
Granada	Traço a 15	5
Pirrotita	Traço a 10	5
Arsenopirita	Traço a 20	5
Ilmenita	Traço a 3	-
Calcopirita	Traço	-
Magnetita	Traço	-
Turmalina	Traço	
	TOTAL	100

Tabela 5 - Composição mineralógica estimada para o quartzo-clorita-muscovita-granada xisto da Zona da Granada da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

Xisto carbonoso	% Mín. a Máx.	%
		<u>Média</u>
<u>Material Carbonoso</u>	_25 a_40	30
Quartzo	10 a 30	20
Carbonato	10 a 25	20
Muscovita	10 a 25	15
Biotita	0 a 10	4
Clorita	Traço a 2	-
P <u>irrotita</u>	5 a 35	5
Arsenopirita	Traço a 55	5
Calcopirita	Traço a 5	1
Rutilo	Traço a 1	-
Hematita	Traço	-
Magnetita	Traço	-
Ilmenita	Traço	-
	TOTAL	100

Tabela 6 - Composição modal média do xisto carbonoso do Corpo I da Mina Nova Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

ores a 15%. O sulfeto mais abundante é a pirrotita, a qual ocorre em filmes milimétricos a centimétricos concordantes com a foliação principal. A arsenopirita é subordinada e de granulação fina à média. A Tabela 6 resume a composição modal média do minério.

O ouro ocorre dominantemente associado à pirrotita, como inclusão ou no seu contato com minerais de ganga (Fig. 11d) e, subordinadamente, associado à arsenopirita, e mais raramente associado a minerais de ganga.

A Figura 10 sintetiza o modo de ocorrência do ouro em relação aos demais minerais no xisto carbonoso do Corpo I considerando a quantidade de grãos de ouro observados e o somatório da área dos grãos em microns quadrados (mm²).

Carbonato-muscovita xisto	% Mín. a Máx.	% Média
M uscovita	25 <u>a</u> 65	45
Carbonato	5 a 40	20
Quartzo	5 a 25	15
Material Carbonoso	<u>5 a 30</u>	10
Clorita	0 a 5	2
Biotita	0_a 5	2
Plagioclásio	0 a 2	-
Pirrotita	Traço a 15	5
Arsenopirita	Tra <u>co</u>	
Calcopirita	Traço	-
Rutilo	Traço a 2	1
Hematita	0 a 5	-
Ilmenita	Traço	
Magnetita	Traço	_
	TOTAL	100

Tabela 7 - Composição modal média do minério do Corpo II da Mina Nova. Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

CORPO II

O Corpo II da Mina Nova é um carbonato-muscovita xisto com sulfetos, em lentes irregulares e descontínuas com espessura média de 1,5 m, encaixadas em xisto carbonoso. Os sulfetos estão disseminados e são representados por pirrotita dominante, em filmes milimétricos a centimétricos concordantes com a foliação principal. Arsenopirita e calcopirita são raras e ocorrem como grãos submicroscópicos. Localmente ocorrem bolsões com até 50% de arsenopirita média a grossa, além de carbonato e muscovita. A Tabela 7 apresenta a sua composição modal média.

O ouro ocorre predominantemente no contato de grãos de carbonato (Fig. 11e) e, subordinadamente, associado a outros minerais de ganga, principalmente muscovita. Embora raramente, o ouro se associa a óxidos. Nos bolsões ricos em arsenopirita o ouro é de granulação muito fina e está preferencialmente associado ao sulfeto (Fig. 11f).

A Figura 10 sintetiza o modo de ocorrência do ouro em relação aos demais minerais no carbonato-muscovita xisto do Corpo II considerando a quantidade de grãos de ouro observados e o somatório da área dos grãos em microns quadrados (mm²).

Granulação do Ouro

Por meios estatísticos simples é possível determinar o tamanho médio das partículas do ouro das jazidas das Minas III e Nova.

Para manter a representatividade, as amostras estudadas foram coletadas aleatoriamente aos teores, sem preferência por porções do minério com ouro visível.

Destaque-se que, do ponto de vista da recuperação do



Figura 12 - Distribuição da quantidade de ouro observada em todos os corpos de minério das Minas III e Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO), considerando (a) - o modo de ocorrência e (b) - o intervalo granulométrico (modificado de Coelho 1999).



Figura 13 - Distribuição da quantidade de ouro observada em todos os corpos de minério das Minas III e Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO), considerando o modo de ocorrência e o intervalo granulométrico (modificado de Coelho 1999).

metal, o fator mais importante é a quantidade de ouro nos diferentes tipos de minério, representada pelo somatório da área de grãos, e não pelo número de grãos observados. A distribuição da quantidade de ouro observada nas amostras estudadas de todos os corpos de minério das Minas III e Nova é resumida considerando o modo de ocorrência (Figura 12a) e os intervalos granulométricos (Figura 12b).

A Figura 13 detalha as figuras anteriores, apresentando a distribuição da quantidade de ouro, de acordo com o intervalo granulométrico, para cada tipo de modo de ocorrência. Os resultados podem subsidiar o dimensionamento do processo de recuperação do ouro, pela orientação da moagem e da blendagem.

Discussão

Nos últimos anos, a caracterização de minérios vem sendo reconhecida como uma das principais ferramentas do planejamento da extração mineral na indústria metalúrgica, especialmente de minérios auríferos. Tais estudos possibilitaram significativo avanço no conhecimento detalhado dos fatores que influem na recuperação do metal.

O estudo de caracterização aqui apresentado baseouse, inicialmente, no conhecimento espacial da jazida, das características litológicas dos níveis mineralizados e de suas variações mineralógicas e texturais. Durante a amostragem obedeceu-se a dois critérios básicos, isto é, a representatividade e aleatoriedade. As amostras coletadas representam proporcionalmente todos os tipos litológicos mineralizados e suas variações.

As informações sobre a natureza e a composição do minério, a identificação, composição e quantificação das fases minerais e a distribuição e tamanho dos grãos de ouro foram obtidas a partir de lâminas delgadas polidas, facilitando a observação de minerais translúcidos e opacos em uma mesma lâmina.

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

Trabalhos como os de Gasparrini (1983 1993), Cabri (1987), Petruk (1989) e Harris (1990) citam diversos fatores que influem diretamente na recuperação do ouro, tais como os tipos de rochas hospedeiras, tipos de minerais auríferos e sua granulação, natureza dos minerais associados, existência de minerais que influem no processo de beneficiamento e grau de liberação do ouro. A existência de fases minerais que afetam o processo de extração mineral é um fator determinante na estratégia de beneficiamento. Estes minerais podem ou não estar diretamente associados ao ouro, podendo-se distinguir minerais cianicidas, minerais de argila, sericita, matéria carbonosa e minerais de mercúrio.

Muitos minerais podem ocorrer em associação com o ouro. Segundo Boyle (1979), os mais comuns são quartzo, arsenopirita, pirita e calcopirita. Outros sulfetos como pirrotita, calcocita e bornita também são freqüentemente citadas na literatura. Não raro, o ouro está associado a carbonatos e silicatos. Exemplos de associações variadas em depósitos auríferos brasileiros são descritos por Fortes & Coelho (1997a, b), Márquez Godoy & Gaspar (1997), Botelho *et al.* (1997) e Lindenmayer & Bocalon (1997).

Gasparrini (1993) divide os minerais de minério em depósitos auríferos em duas classes: hospedeiros, com os quais o ouro está diretamente relacionado e ocorre totalmente enclausurado ou como solução sólida, e associados, cuja relação com o ouro e apenas de ocorrência, encontrando-se o mesmo normalmente na borda ou no contato entre minerais diferentes.

A quantificação do grau de liberação de um minério depende da proporção de grãos livres, mistos e enclausurados representativos do total de ouro disponível e a ser submetido ao beneficiamento. Grão livre ou ouro livre é o que está totalmente exposto à recuperação física após a cominuição por métodos, por exemplo, gravimétricos. Grão misto é o que ocorre normalmente junto a fragmentos de outras fases minerais, tais como os associados ou mesmo hospedeiros, mas que pode ser recuperado por métodos hidrometalúrgicos como a cianetação. Ouro enclausurado é o que está incluso em outras fases minerais, não expondo-se facilmente a processos metalúrgicos simples.

Outro fator reside na posição relativa entre o metal e os minerais hospedeiros e associados. Assim, grãos em fraturas, no contato entre minerais distintos ou inclusos apresentam diferentes graus de liberação. Entretanto, em cada caso, o grau de liberação varia com a granulação do ouro.

Variedades de ouro refratário, como grãos muito finos (< 1mm), inclusos na estrutura cristalina ou em solução sólida não são recuperáveis por métodos metalúrgicos convencionais e devem ser tratados separadamente (Gasparrini 1993, Rossovsky 1993, Harris 1990).

O estudo de lâminas delgadas das diversas rochas hos-

pedeiras da mineralização aurífera das Minas III e Nova possibilitou estimar as suas respectivas composições modais, detalhar o modo de ocorrência e granulação do ouro e identificar fases minerais potencialmente problemáticas no beneficiamento mineral.

O minério submetido a beneficiamento combina os diversos tipos litológicos das três principais zonas mineralizadas da Mina III e os dois corpos de minério da Mina Nova. Os tipos litológicos diferem em composição mineral, nas fases minerais associadas ao ouro, em proporção e granulação do ouro e, também, no comportamento do ouro durante a cominuição e ataque químico.

O minério da Zona Superior da Mina III é sulfeto maciço com pirrotita, arsenopirita, carbonato, calcopirita e quartzo. Cerca de 68% do ouro estão associados aos sulfetos. Aproximadamente 16% do ouro têm granulação inferior a 500 mm² e pode apresentar problemas na recuperação. Contudo, a dificuldade maior no tratamento desse minério é a concentração elevada de pirrotita (» 40%), um forte cianicida que torna a solubilização do ouro complexa e onerosa. A adição de pequenas quantidades de cianeto não solubiliza, necessariamente, o ouro, a menos que o processo de oxidação na planta seja suficiente para oxidar toda a pirrotita.

Outro problema é a quantidade de arsênio liberada durante a oxidação da arsenopirita. O As, juntamente com o enxofre, apesar de não influir diretamente no beneficiamento do minério, constitui fator potencial de impacto ambiental, visto que a oxidação dos sulfetos e ouras reações decorrentes do processo podem resultar em diversos ácidos agressivos ao meio ambiente. Na Mineração Serra Grande S.A., todo o rejeito é monitorado e enviado para uma barragem por tubulações com vistas a minimizar significativamente o impacto ambiental decorrente destas reações.

A presença de cobre também é indesejável no beneficiamento de ouro. Nas minas estudadas, as maiores concentrações de calcopirita (em média 2,5%) ocorrem no minério da Zona Superior, e é possível que a sua concentração prejudique o beneficiamento se a planta for alimentada apenas por esta zona. A melhor forma de minimizar este efeito é obtido pela blendagem do minério da Zona Superior com os demais.

O ouro da Zona Inferior da Mina III está hospedado tanto em veio de quartzo como em xisto carbonoso, em associação com quartzo, material carbonoso, sulfetos, micas e carbonato. No veio, 96% do ouro estão associados a quartzo de granulação grossa. Isto requer algumas considerações, em particular:

i) o quartzo apresenta maior resistência à moagem;

ii) a granulação média do ouro é a maior ente todos os tipos de minério, mas cerca de 20% do metal apresenta granulação inferior a 2.500 mm², podendo não ser alcançados pela solução lixiviadora, e iii) a maioria dos grãos de ouro é intergranular, ou seja, livre, facilitando a sua solubilização por penetração das soluções ao longo do contato entre os grãos, dependendo do tempo de residência do minério nos tanques de lixiviação.

Os 4% restantes do ouro no veio de quartzo associamse a carbonato, material carbonoso e sulfetos, pouco resistentes à cominuição. Cerca de dois terços deste ouro apresentam granulação superior a 500 mm² e, consequentemente, são de fácil exposição aos ataques químicos de recuperação. Estima-se que, no máximo, 8% do ouro contido no veio de quartzo sejam de recuperação problemática por lixiviação e compreendem grãos com área inferior a 500 mm².

Nos minérios constituídos por xisto carbonoso, o ouro se associa principalmente a material carbonoso, quartzo muito fino, arsenopirita, pirrotita, micas e carbonato. Exceto o ouro contido no material carbonoso e na arsenopirita, o que ocorre na maioria das demais fases minerais é de fácil recuperação, devido ao grau de associação, da granulação do ouro e da baixa resistência destas à cominuição.

O material carbonoso, apesar de apresentar pouca resistência à cominuição e conter cerca de 61,4% de ouro de granulação superior a 500 mm², é um agente que dificulta a lixiviação do metal no processo utilizado, pois pode provocar a precipitação precoce do ouro ou mesmo a sua adsorção, impedindo fisicamente a cianetação. Isto requer a oxidação do carbono, o que é obtido pela adição de CaO, resultando na formação de CO ou CO₂, inertes ao processo de beneficiamento. Os efeitos do material carbonoso podem ser também minimizados, com redução de gastos, se, além da adição de CaO na planta, houver blendagem com minérios com menores quantidades de material carbonoso como, por exemplo, o veio de quartzo.

O ouro contido na arsenopirita dos minérios constituídos por xisto carbonoso é fino e, em geral, está nela encapsulado, dificultando a sua recuperação. Estima-se que boa parte do ouro existente neste sulfeto, e que representa em média entre 12 e 15% do ouro no xisto carbonoso, só pode ser recuperada com eficiente oxidação do sulfeto.

A pirrotita ocorre em concentração média de 4%, devendo ser oxidada previamente ao processo de lixiviação para eliminar seu efeito cianicida.

Desconsiderando os agentes cianicidas, mas considerando a oxidação dos sulfetos e carbono como eficiente, estima-se que apenas 8% do ouro associado ao xisto carbonoso podem ser problemáticos durante a recuperação.

O ouro contido na Zona da Granada da Mina III associa-se principalmente a vênulas de quartzo, pirrotita, calcopirita, arsenopirita, óxido e clorita. O metal é, em geral, de granulação entre 500 e 2.500 mm²,o que o torna vulnerável à lixiviação. A exemplo do veio de quartzo da Zona Inferior, podem ocorrer problemas na recuperação do ouro das vênulas devido à resistência do quartzo à moagem. Estima-se que no máximo 15% do ouro dessa zona propiciem problemas de recuperação, devido à sua granulação inferior a 2.500 mm² quando no quartzo, e menor que 500 mm², nas demais fases minerais.

As proporções de pirrotita e material carbonoso nas rochas da Zona da Granada são, respectivamente, de 6% e 14% em média. A oxidação destes minerais antes da lixiviação é necessária, para reduzir seu efeito cianicida na recuperação do ouro. A quantidade de calcopirita é inferior a 1% em média, não representando dificuldade no beneficiamento.

Na Mina Nova, o ouro do xisto carbonoso e do carbonato-muscovita xisto está associado principalmente à pirrotita, arsenopirita e ao carbonato. A sua granulação é variada, sendo mais grosso quando associado ao carbonato e à pirrotita e consideravelmente mais fino quando incluso em arsenopirita. As frações menores que 500 mm², associadas ao carbonato, alcançam 5% do total do ouro. A recuperação desta fração pode ser problemática, mesmo após a oxidação dos sulfetos. A exemplo da Mina III, a matéria carbonosa também deve merecer oxidação antes da lixiviação. Por outro lado, este minério não apresenta concentrações de calcopirita a ponto de comprometerem a recuperação do ouro.

PETROQUÍMICA

Os dados de análise química de elementos maiores e menores das rochas adjacentes aos depósitos auríferos estudados foram obtidos de trabalhos anteriores realizados no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Os métodos empregados foram a via úmida e a espectrometria de emissão de plasma.

As amostras analisadas por via úmida foram submetidas a ataques de solubilização diversos, compreendendo: i) solução de metavanadato de amônia e ácido fluorídrico em recipiente fechado para a determinação do Fe²⁺, ii) ácido fluorídrico e ácido sulfúrico em recipiente de teflon para Ca, Mg, Na, K, Fetotal e Ti, iii) ácido fluorídrico e ácido nítrico em recipiente de teflon para Mn, P e elementos traços (Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Co e Li) e iv) fusão alcalina com hidróxido de sódio em cadinhos de níquel para Si e Al. A determinação quantitativa dos óxidos e elementos foi realizada por: i) volumetria (Fe²⁺, Ca e Mg), ii) espectrofotometria molecular colorimétrica (Si, Al, P e Ti), iii) espectrofotometria de absorção atômica (Fe_{total.}, Mn, Cu, Pb, Zn, Cr, Co e Li), iv) espectrofotometria de emissão com chama (Na e K) e v) gravimetria para a perda ao fogo.

As amostras analisadas por Espectrometria de Emis-

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros



Figura 14 – Petroquímica das rochas metabásicas do Greenstone Belt de Crixás (GO). (a) - Diagrama AFM (Irvine & Baragar 1971). (b) - Diagrama SiO₂ x (Na₂O + K₂O) (Irvine & Baragar 1971, Miyashiro 1975). (c) - Diagrama FeO* + TiO₂, x Al₂O₃ x MgO (Jensen 1976), inclusive metakomatiitos e metabasaltos komatiíticos. (d) - Diagrama Fe/(Fe + Mg) x TiO₂. (e) - Diagrama Fe/(Fe + Mg) x K₂O (modificado de Fortes 1991).

são Atômica com Plasma de Acoplamento Indutivo (ICP) foram solubilizadas, após fusão com metaborato de Li em cadinho de platina, para a determinação de elementos maiores e ataque por mistura de ácidos clorídrico, nítrico, perclórico e fluorídrico em recipiente de teflon para a de elementos traços. Exceto Na e K, determinados por espectrofotometria de emissão de chama, os demais elementos foram analisados por ICP (SPECTRO FVMO3).

Algumas amostras foram analisadas nos laboratórios da Geologia e Sondagem S.A. – GEOSOL, mediante o emprego de i) fluorescência de Raios-X para a determinação de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO e P_2O_5 , ii) absorção atômica para Na₂O, K₂O, Cu, Pb, Zn, Co, Ni e Cr, iii) emissão óptica para V, Zr, Sr, Nb, Y e Rb e iv) via úmida para a de Fe₂O₃ e FeO.

Novas análises foram feitas no laboratório Intertek Testing Services, com determinações de elementos traço e Terras Raras. A determinação de Cr, Ni, Co, Cu, Pb, Zn, Nb, Zr e Sr foi feita por Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma e Multi-ácido (ICP-AES), de Rb por Fluorescência de Raios-X, de Bi, Se, Te e Sb por Espectrometria de Emissão Atômica com Fonte de Plasma e Geração de Hidrato (ICP-AES) e de La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu e Gd pelo método de Espectrometria de Massa com Fonte de Plasma e Digestão Total (ICP-MS).

Elementos maiores

A dados inéditos foram somados resultados analíticos obtidos por Kuyumjian & Dardenne (1982), Arndt *et al.* (1989), Thomson (1987), Fortes (1991, 1996) e Magalhães (1991).

O espectro analítico de rochas meta-ultrabásicas cobre metakomatiitos da Formação Córrego Alagadinho, quartzo-carbonato-clorita-anfibólio xistos e tremolita xistos intercalados em metabasaltos da Formação Rio Vermelho e talco xistos da região da Mina Inglesa. Para os demais litotipos, os dados de outros autores foram utilizados somente quando houve boa correspondência petrográfica com as rochas aqui estudadas.

Os dados analíticos sobre elementos maiores de rochas metabásicas mostram que os anfibólio xistos correspondem petrograficamente aos *foliated amphibolites* descritos por Thomson (1987) e aos anfibolitos foliados de Magalhães (1991). Os quartzoclorita-carbonato-muscovita xistos correspondem aos *Fedolomite-chlorite-biotite-quartz schists* e veined *Fedolomite-chlorite-biotite-quartz schists* de Thomson (1987) e aos clorita xistos de Magalhães (1991).

Os metabasaltos são classificados como basaltos toleiíticos (Fig. 14a), sub-alcalinos ou não-alcalinos (Fig. 14b), ricos em ferro (Fig. 14c) e com baixos teores de potássio (Fig. 14d), segundo critérios de Hyndman (1985). Os anfibólio xistos são composicionalmente comparáveis aos metabasaltos, principalmente nas proporções de TiO₂ (Fig. 14d) e MgO, indicando que estes últimos são os prováveis protólitos. Os anfibólio xistos apresentam maior dispersão de K₂O e Na₂O do que os metabasaltos (Fig. 14e), devido ao conteúdo variável de anfibólio e biotita.

Quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos mostram razoável semelhança aos metabasaltos e anfibólio xistos nos teores de TiO₂ (Fig. 14d) e MgO, com maior variação em K₂O (Fig. 14e), provavelmente devido à cloritização, carbonatação e sericitização e maiores proporções de biotita.

Os mármores apresentam boa correspondência petrográfica com os silicified dolomites de Thomson (1987) e os mármores dolomíticos de Magalhães (1991), os xistos carbonosos com os graphitic pelites (Thomson 1987) e milonitos carbonosos (Magalhães 1991), os quartzo-clorita-granada-muscovita xistos com os banded chlorite-sericite-garnet schists (Thomson 1987) e granada-muscovita-clorita protomilonitos (Magalhães 1991) e os xistos feldspáticos com os banded quartz-biotitechlorite-plagioclase schists (Thomson 1987) e metagrauvacas (Magalhães 1991). Os clorita-granada xistos e granaditos mostraram razoável correspondência petrográfica com os chlorite-magnetite schists (Thomson 1987), que incluem também o sulfeto maciço e os xistos magnetitíferos, cujos dados analíticos não são incluídos neste trabalho por razões de problemas no seu fechamento.

No diagrama da Figura 15a os mármores maciço, brechado e laminado definem campos de pouca variação, mas no da Figura 15b mostram importante contribuição de K nos biotita-mármores. Os xistos carbonosos, xistos feldspáticos e quartzo-clorita- muscovita-granada xistos definem, na Figura 15a, campo de pouca variação e na Figura 15b apresentam grande variação no conteúdo de potássio, relacionada ao conteúdo de biotita e mica branca. Os muscovita xistos e clorita-muscovita xistos destacam-se dos demais litotipos pelos altos conteúdos em TiO₂ (Fig. 15a) e K₂O (Fig. 15b) e, por vezes, em Na₂O devido à presença de paragonita. Os clorita-granada xistos e o granadito mostram grande variação nos conteúdos de Ti e K (Figs. 15a e 15b), associada a distintas proporções de biotita.

Elementos Menores

A variação de Ni e, particularmente, Cr das rochas metabásicas (metabasaltos, anfibólio xistos e quartzo-carbonato-clorita-muscovita xistos) tende a decrescer com o aumento do metamorfismo e da alteração hidrotermal (Fig. 16a). Rochas metassedimentares, em particular cloritamuscovita xistos, muscovita xistos, clorita-granada xistos, xistos carbonosos, quartzo-clorita-muscovita-granada xistos e xistos feldspáticos, apresentam dispersão apreciável dos teores de Cr e Ni (Fig. 16a), mas dentro dos limites das rochas metabásicas, sugerindo que estas podem ter participado da área-fonte, como diagnosticado por Theodoro (1995). Os mármores ocupam um campo definido por teores significativamente menores que as demais rochas, sugerindo relação genética entre os diversos tipos (Fig. 16a).

Os teores de Mn e a razão Sr/Ca dos mármores, quando comparados com rochas carbonáticas sedimentares de

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros



Figura 15 – Diagramas de variação de rochas metassedimentares da área da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO): (a) - $Fe/(Fe + Mg) \times TiO_2$. (b) - $Fe/(Fe + Mg) \times K_2O$ (modificado de Fortes 1991).

outros greenstone belts arqueanos, indicam que os estudados foram originalmente mais calcíferos e/ou dolomíticos (Fig. 16b).

Os dados analíticos de elementos menores (Cu, Pb, Zn, Mo, Bi, Cd, Co, Ni, Sb, Se, Te, Ba, V, Cr, W, Sc, Y, Zr, Nb, Sr e Rb) de amostras selecionadas revelaram que:

- os metabasaltos e anfibólio xistos com evidências de incipiente ou ausente alteração hidrotermal apresentam concentrações normais em todos estes elementos;

- os quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos, interpretados como produtos de alteração hidrotermal de metabásicas apresentam altos teores de Zn, Sb, Se, Te, Ba e W;

- os mármores maciços e os brechados, interpretados como rochas metassedimentares com alteração hidrotermal incipiente ou ausente, comparativamente aos demais litotipos, apresentam as mais baixas concentrações de elementos menores, exceto Mo;

- os biotita-mármores, considerados como produto de alteração hidrotermal dos mármores sedimentares, são ricos em Mo, Bi, Sb, Te, Ba e Sr;

- os clorita-granada xistos e granaditos, considerados como rochas metassedimentares ricas em Fe e Al com evidências de alteração hidrotermal incipiente, apresentam altos teores de Cu, Zn, Cd, Co, Bi, Cr, Ni, Sb, Te, Ba, V, Sc, Y, Zr e Nb;

- os muscovita xistos e clorita-muscovita xistos, pro-

dutos de alteração hidrotermal de rochas metassedimentares ricas em Fe e Al, têm altos teores de Cu, Zn, Ni, Cr, Bi, Cd, Ba, V, W, Y, Nb, Sr e Rb;

- os xistos carbonosos, assumidos como metapelitos, apresentam elevados teores de Cu, Mo, Bi, Ni, Se, Sr, Zn, Te, Ba e Au;

- os quartzo-clorita-muscovita-granada xistos, considerados como metapelitos submetidos à alteração hidrotermal, são ricos em Cu, Zn, Bi, Ni, Cr, Se, Te, Ba e W;

 - os xistos feldspáticos, assumidos como metapsamitos, apresentam os menores teores em todos elementos;

- as rochas com arsenopirita e/ou pirrotita, são ricas em S, Cu, Ni, As, Ag e Au, refletindo essencialmente a presença de sulfetos.

Normalizando todos os litotipos à composição da amostra de metabasalto sem evidências de alteração hidroterma!, claramente mostra que as rochas mais alteradas, como quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto, biotita mármore, muscovita xisto e clorita-muscovita xisto, destacam-se das demais pelos teores maiores em Ba e Rb (Fig. 16c). A normalização das rochas com sulfetos, como clorita-granada xisto, granadito, muscovita xisto, clorita-muscovita xisto, xisto carbonoso e quartzoclorita-muscovita xisto, que estas rochas, exceto o granadito, são mais ricas em Cu, Cd, Ba e Rb (Fig. 16d).

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros



Figura 16 - Diagramas de variação de rochas metabásicas e metassedimentares da área da Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO): (a) – Cr (ppm) x Ni (ppm). (b) - Mn (ppm) x Sr/Ca para mármores (campos composicionais segundo Veizer et al. 1989a). (c) - Valores de elementos menores, normalizados ao metabasalto, de rochas nãosulfetadas. (d) - Valores de elementos menores, normalizados ao metabasalto, de rochas sulfetadas. (e) - Valores de ETR, normalizados a condrito.

Elementos Terras Raras (ETR)

Os teores de ETR das amostras analisadas, normalizados ao condrito, revelam que o padrão das metabásicas é semelhante a dos basalto N-MORB, e o do anfibólio xisto e do quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto ao do metabasalto, do qual difere pelos teores mais elevados de ETRL (Fig. 16e).

Os mármores brechado e maciço apresentam padrão de ETR idêntico ao de rochas carbonáticas marinhas. Já o biotita-mármore é mais rico em ETRL (Fig. 16e).

Os teores de ETR de metapelitos e rochas ricas em Fe e Al normalizados ao condrito mostram que o padrão dos xistos carbonosos é semelhante ao do Post-Archean Australian Shale (PAAS) e ao North American Shale Composite (NASC). Já o padrão dos xistos feldspáticos mostra um discreto fracionamento dos ETRL e ausência de fracionamento dos ETRP, semelhante ao de rochas ígneas de composição intermediária (andesito?) e de rochas sedimentares derivadas (Fig. 16e).

O clorita-granada xisto tem padrão fortemente fracionado, pobre em ETRL relativamente aos ETRP, ao passo que o granadito, muscovita xisto e o cloritamuscovita xisto têm fracionamento inverso (Fig. 16e).

Rochas com sulfetos, principalmente arsenopirita, mostram que o padrão dos clorita-granada xistos não é fracionado, exceto por discreto teor mais elevado de ETR intermediários. O padrão do granadito é fracionado, com teores de ETRP maiores que de ETRL. O padrão do muscovita xisto também mostra fracionamento dado por teores maiores de ETRP relativamente aos ETRL e o xisto carbonoso mostra padrão inverso (Fig. 16e).

Discussão

As variações nas concentrações de elementos químicos nas rochas submetidas a metamorfismo e alteração hidrotermal estudadas refletem as transformações mineralógicas inerentes a estes processos. A distinção entre a composição química de rochas originais e de rochas submetidas à alteração hidrotermal é uma tarefa sempre difícil. Embora procedimentos como balanços de massa possam auxiliar na distinção entre protólitos e seus produtos alterados, e identificar os elementos adicionados ou subtraídos por soluções hidrotermais, as deduções petrogenéticas correspondentes são sempre incertas.

O balança de massa dos elementos maiores e menores das rochas da Mina III realizado por Thomson (1986, 1987) evidenciou que, durante a alteração hidrotermal, Ti e Al foram menos mobilizados; Si e Na foram parcialmente lixiviados, houve enriquecimento em CO₂, K₂O, Ba, S, As, Cu, Pb, Au e Ag e as variações nas concentrações de Fe, Mn, Mg, Ca e perda ao fogo se relacionam com as proporções de carbonatos, e os três primeiros também com as de clorita, biotita e ilmenita. Ademais, as ariações nas concentrações de As e S refletem proporções distintas de arsenopirita, pirrotita e calcopirita.

As diferenças de composição dos diversos litotipos traduzem as diferenças de composição química dos minerais e as suas variações modais nas rochas analisadas. As composições químicas de minerais (Fortes 1996) revelam, por exemplo, concentrações mais elevadas de Sr e Ba em carbonato, Ba em plagioclásio, biotita e muscovita, e Cr em anfibólio, clorita, muscovita, biotita e granada. Dentre as micas brancas, a do muscovita xisto contem as maiores concentrações em Cr e Ba, a granada e a clorita são responsáveis pelos teores elevados de Cr no cloritagranada xisto; nos mármores o Sr se concentra no carbonato e, nos xistos carbonosos, o Ba reside na muscovita e, em menores proporções no carbonato e na biotita. A inexistência de dados sobre elementos traços nos minerais das rochas resultantes de alteração hidrotermal na Mina III impede maiores considerações.

Na Mina III, os metabasaltos, anfibólio xistos, xistos carbonosos, mármores, clorita-granada xistos e o granadito são os principais prováveis protólitos de rochas submetidas à alteração hidrotermal. Os produtos de alteração compreendem quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos, muscovita xistos, clorita-muscovita xistos e biotita mármores.

Dentre as rochas com pouca ou nenhuma alteração hidrotermal, os metabasaltos, anfibólio xistos, mármores maciço e brechado e xistos feldspáticos apresentam, em média, os teores mais baixos de elementos traços. Os teores mais altos ocorrem em clorita-granada xistos, granadito, xistos carbonosos e quartzo-clotita-muscovitagranada xistos. Nestas quatro rochas, as concentrações maiores, em valores absolutos, ocorrem com Cu, Zn, Ni, Bi, Se, Te, Cd, V, Sc, Nb, Sr, Ba e Au. É possível que os teores de elementos traços nos xistos carbonosos e em rochas com alguma matéria carbonosa, como o quartzoclotita-muscovita-granada xisto, decorram da capacidade da matéria orgânica em fixar metais. Isto explica os teores elevados de Mo nos mármores maciços, laminados e brechados.

Por outro lado, relativamente ao NASC (Gromet *et al.* 1984), utilizado como padrão de referência em estudos geoquímicos de rochas sedimentares, os xistos carbonosos são mais ricos em Ni, Sr, Ba, As e Au, provavelmente devido à alteração hidrotermal. Quando normalizadas à composição do metabasalto, as demais rochas alteradas são mais ricas em Cu, Bi, Cd, Ba, Sc, Nb, Sr e Rb, também fruto da alteração hidrotermal. Nos corpos de minério, as concentrações mais elevadas ocorrem com o Cu, Ni, Sb, As, S, Ag, Pt, Pd e Au.

Os padrões de ETR normalizados ao condrito indicam que o protólito dos metabasaltos é do tipo N-MORB, o xisto carbonoso é quimicamente semelhante ao NASC e os mármores brechados e maciços são de origem marinha.

Concentrações elevadas de Ni e Cr em clorita-granada xistos, granaditos, muscovita xistos, clorita-muscovita xistos, xistos carbonosos, quartzo-clorita-muscovita-granada xistos e xistos feldspático, sugerem que os protólitos sedimentares foram gerados a partir de uma área- fonte com abundância de rochas básicas, como concluído por Theodoro (1995) e Jost *et al.* (1996a, b).

A mobilidade dos ETRL durante a alteração hidrotermal é sugerida pelos seus padrões nos anfibólio xistos, quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos e biotitamármores, comparativamente aos metabasaltos. As rochas menos afetadas pela alteração, como clorita-granada xisto, granadito e xisto carbonoso, e as mais alteradas, como clorita-muscovita xisto e muscovita xisto contendo arsenopirita, apresentam padrão de distribuição dos ETR pouco fracionado, mas estão enriquecidas em ETRL em cerca de 10 X o condrito. As mesmas rochas, mas sem arsenopirita, mostram ETR com fracionamento acentuado, com ETRL de até 100 X o condrito. A presença ou não de arsenopirita nas rochas estudadas não é responsável pelos diferentes padrões de ETR entre as amostras de um mesmo litotipo, que podem ser explicados pela sua mobilidade durante a alteração hidrotermal.

O padrão de ETR nas rochas alteradas sem, ou com menos de 5% de arsenopirita, apresentam acentuado enriquecimento em ETRL. Já as rochas com mais de 15% do sulfeto apresentam acentuado empobrecimento em ETRL. Estas diferenças provavelmente refletem variações nas condições físico-químicas da solução hidrotermal favoráveis à mobilização dos ETRL.

Por, fim, em geral, as características químicas das rochas do depósito da Mina III são semelhantes às indicadas por Kerrich (1993) e Boyle (1984) como típicas dos depósitos de ouro mesotermais do tipo *lode*.

INCLUSÕES FLUIDAS

Microscopia

O estudo de inclusões fluidas (IF) realizou-se em quartzo dos veios e da ganga do sulfeto maciço da Zona Superior e quartzo do veio da Zona Inferior, ambos da Mina III, em quartzo de venulações do Corpo I da Mina Nova (Fortes 1991, Fortes & Giuliani 1992, 1993, 1995, Fortes *et al.* 1994a 1994b 1995a;Fortes 1996), e em quartzo de veios alojados no quartzo-clorita-muscovita-granada xisto da Zona da Granada.

O estudo das IF realizou-se ao microscópico petrográfico, utilizando lâminas espessas (150-300 μ m) bipolidas de amostras representativas dos corpos de minério, das quais 9 lâminas de 3 amostras da Zona Superior, 7 lâminas de 7 amostras da Zona Inferior e 4 de 2 amostras da Zona da Granada da Mina III, e 3 de 3 amostras do Corpo I da Mina Nova.

Foram identificadas cerca de 600 IF intragranulares, representativas de fluidos precoces, classificadas como pseudo-secundárias, situadas ao longo de microfraturas restritas aos limites dos grãos de quartzo. As IF intragranulares são interpretadas como associadas à principal fase de mineralização.

Os tipos de IF que ocorrem em todas as zonas mineralizadas são semelhantes e se agrupam nos seguintes tipos:

- tipo S (Fig. 17a): multifásicas, aquo-carbônicas saturadas (Vg = 10-30%, Vl = 80-40%, Vs = 10-30%), com fases sólidas de halita, mais raramente, silvita e sólidos anisotrópicos de tamanho entre 5 e 50 ?m, alongadas, sub-arredondadas ou retangulares, coloração clara. Representam 5% a 20% do total de IF e são comuns nas Zonas Superior e da Granada e raros na Zona Inferior e Corpo I;

- tipo C (Fig. 17b): monofásicas ou bifásicas carbônicas, tamanho de 5 a 30 ?m, sub-arredondadas, por vezes cristal-negativo, coloração escura. Correspondem a 5% do total de IF;

- tipo LC (Fig. 17c): bifásicas ou trifásicas aquocarbônicas (Vg = 20-90%, Vl = 80-10%, Vs = 0-5%), com fases sólidas de 5 a 30 ?m, alongadas, sub-arredondadas ou retangulares, coloração escura a clara. Representam 70% do total de IF;

- tipo L (Fig. 17d): monofásica ou bifásica aquosa (Vg = 40-70%, Vl = 60-30%), de 5 a 30 ?m, alongadas, subarredondadas ou retangulares, coloração clara. Correspondem a 5% do total de IF.

Todos os tipos de IF podem ocorrer em uma mesma microfratura, separadamente em microfraturas paralelas ou que se interceptam, ou ainda como "nuvens" isoladas, indicando serem penecontemporâneas.

Microtermometria

Determinações microtermométricas das IF foram realizadas no Laboratório de Inclusões Fluidas da Universidade de Brasília com emprego de platina de microtermometria CHAIXMECA. O intervalo de temperatura variou entre -180°C e + 600°C, com reprodutibilidade de $\pm 0,1°$ C entre -60 e +400°C (Poty *et al.* 1976, Roedder 1984).

Os dados microtermométricos de IF da Zona Superior da Mina III permitiram identificar mais dois tipos de IF petrograficamente semelhantes às IF dos tipos C e LC, mas sem CO₂ e ricas em CH₄ e N₂, e classificadas como C' e LC'. Assim, os fluidos associados aos corpos de minério da Mina III e da Mina Nova são representados pelos seguintes sistemas:

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros



Figura 17 – Fotomicrografias de inclusões fluidas identificadas nos corpos de minério da Mina III (Zonas Superior, Inferior e da Granada) e da Mina Nova (Corpo I), Greenstone Belt de Crixás (GO). (a) - Tipo S. (b) - Tipo C. (c) - Tipo LC. (d) - Tipo L.

- fluido aquo-carbônico saturado (sistema H₂O-NaCl-KCl-CO₂-CH₄-N₂): inclusões fluidas tipo S;

- fluido carbônico (sistema CO_2 - CH_4 - N_2): inclusões fluidas tipo C;

- fluido aquo-carbônico não-saturado (sistema H₂O-NaCl-CO₂-CH₄-N₂): inclusões fluidas tipo LC;

- fluido aquoso não-saturado (sistema H_2O -NaCl): inclusões fluidas tipo L;

- fluido rico em metano e nitrogênio (sistema (H₂O)-

 CH_4 - N_2): inclusões fluidas tipo C' e LC' (raras no sulfeto maciço e não identificadas nos veios de quartzo).

As principais mudanças de fase compreenderam as temperaturas de homogeneização de fases ricas em metano e nitrogênio (ThCH₄-N₂), de fusão da fase carbônica (TfCO₂), de homogeneização da fase carbônica (ThCO₂), do eutético (Te), de fusão do gelo (TfG), de fusão do hidrato (TfHid), de fusão do clatrato (TfC), de dissolução da halita (TdHal), de homogeneização total (TH)

e de crepitação (TCrep).

Durante o resfriamento, os resultados microtermométricos dos diferentes tipos de IF em corpos de minério da Mina III e da Mina Nova indicaram:

- ThCH₄-N₂ das IF dos tipos C' e LC' entre -134,0 e -80,3°C e com maior concentração em torno de -95°C, indicando diferentes proporções de CH₄ e N₂;

- TfCO₂ das IF dos tipos S, C e LC entre -57,3 a -56,6°C, -57,9 a -56,7°C e -61,1 a -56,7°C, respectivamente, e com maior concentração entre -57,0 e -57,4°C, sugerindo outros gases dissolvidos em quantidades subordinadas, principalmente CH₄ e N₂;

- Te das IF dos tipo S entre -56,0 e -22,0°C, com maior concentração a -47°C e -35°C, indicando outros sais dissolvidos, como MgCl₂ e CaCl₂, o que é corroborado pela TfG entre -35,9 e -3,0°C e maior freqüência de -13°C;

- TfC das IF do tipo LC de -27,8 a +8,3°C e maior freqüência em torno de -27°C, -11°C e +9,0°C e TfG de -20,3 a -0,2°C e maior freqüência em torno de -11°C, indicando salinidade de 0,2 a 21,8% em peso de NaCl_{equiv};

- TfG das IF do tipo L entre -19,0 e -16,5°C e maior freqüência próximo a -3°C, indicando salinidade de 0,4 a 13,8% em peso de NaCl_{eauiv};

- ThCO₂ das IF dos tipos S, C e LC, essencialmente na fase vapor das IF do tipo S e líquida das IF dos tipos C e LC e de +12,4 a +31,0°C, +11,5 a +31,0°C e +4,2 a +31,0°C, respectivamente.

Durante o aquecimento, os resultados microtermométricos obtidos em todos tipos de minério indicaram:

- TdHal das IF do tipo S de +185 a +467°C, com maior freqüência em torno +255°C, indicando salinidade de 30,7% a 52,7% em peso de NaCl_{equiv};

- TCrep das IF dos tipos S, L, LC' e LC de +240 a +483°C, +164 a +460°C, +260 a +385°C e +300 a +32°C, respectivamente, com maior concentração entre 290 e 370°C;

- TH das IF do tipo S para a fase líquida de +265 a +461°C, com maior freqüência em torno de 325°C.

A Tabela 8 resume os dados microtermométricos dos diferentes tipos de IF dos corpos de minério da Mina III e da Mina Nova.

As estimativas de salinidade na tabela foram feitas a partir da TdHal das IF do tipo S (Sourirajan & Kennedy 1962), da TfG dos tipos LC e L (Potter *et al.* 1978, Hall *et al.* 1988, Bodnar 1993) e da TfC do tipo LC (Diamond 1992), neste caso somente quando os valores de TfC foram superiores aos de TfG.

Microssonda Raman

A análise das fases gasosas foram feitas em Microssonda Raman tipo MOLE (*Molecular Optic Laser Examiner*) (Dhamelincourt *et al.* 1979), modelo 2020-05, Spectra Physics (Diplor, X-Y *triple monochromator*), empregando intensidade de radiação entre 550-300 cm⁻¹, feixe de *laser* com diâmetro próximo de 1 *mícron*. As seções eficazes ou fatores de atividade Raman foram de 1,5 para CO₂, 7,6 para CH₄, 1,0 para N₂, 6,4 para H₂S e 14,0 para C₂H₆. O fator de correção de CO₂ = 1. Os valores dos picos, em cm⁻¹, utilizados nos cálculos em torno de 1.388 e 1.286 para CO₂, de 2.914 para CH₄, de 2.329 para N₂, de 2.593 para H₂S e de 1.162 e de 812 para C₂H₆), no *Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium* (CREGU), em Nancy, França.

Vinte IF da Zona Superior e duas da Zona Inferior foram selecionadas e apresentaram os seguintes resultados (Tabela 9):

- IF tipo S: $CO_2 = 97,3\%$ a 79,4, $CH_4 = 0,8\%$ e 15,1% e $N_2 = 0\%$ a 5,5%;

- IF tipo C: CO₂ = 95,5%, CH₄ = 2,1% e N₂ = 2,4%;

- IF tipo LC: CO₂ = de 98,5% a 88,8%, CH₄ = 0,3% a 6,9%, N₂ = de 0% a 5,6% e raramente H₂S em 0,1%;

- IF tipos C' e LC': CH₄ de 73,2% a 43,2%, N₂ entre 26,8% e 56,6%, H₂S de 0,6% e 0,3% e C₂H₆ de 0% a 0,7%.

Discussão

A maioria dos depósitos auríferos em greenstone belts arqueanos compreendem depósitos do tipo lode ou veios hidrotermais de quartzo (carbonato). Em vista disto, quase todos os estudos sobre inclusões fluidas foram feitos nestes depósitos (Kerrich & Fryer 1979, Phillips & Groves 1983, Smith et al. 1984, Groves et al. 1984, Roedder 1984, Ho et al. 1985, Ho 1987, Romberger 1988, Colvine et al. 1988, Ho et al. 1992, Xavier et al. 1994). Os fluidos nestes depósitos se caracterizam por serem:

- ricos em H₂O e CO₂ (até 25 % molar de CO₂);

- neutros a ligeiramente alcalinos e relativamente redutores;

- de baixa a moderada salinidade (de 2 a 10% em peso de NaCl_{equiv});

- de densidade média (0,7-0,9 g/cm³);

 temperatura mínima de aprisionamento entre 200°C e 400°C;

- pressão mínima de 0,5 kbar a 2 kbar.

Fluidos aquosos de moderada a alta salinidade (NaCl_{equiv} (> 10% em peso) foram raramente identificados (Guha *et al.* 1979 1991, Robert & Kelly 1987, Clark *et al.* 1989).

Cinco fontes de fluidos responsáveis por mineralizações hidrotermais têm sido propostas, isto é, água meteórica, do mar, conata, magmática e metamórfica (Romberger 1988). A mistura da água do mar com fumarolas de fundo oceânico também tem sido proposta como responsável por fluidos mineralizantes, principalmente em depósitos de

TIPO	ThCH ₄ N ₂	TfCO ₂	Te	TfĠ	TfC	TfHid	ThCO ₂	TdSilv	TdHal	TCrep	TH	NaCleq.
	(°C)	• (°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(°C)	(% em peso)
S		-57.3/-56,6	-56,0/-22,0	-35,9/-3,0	-25,3/-11,1	+1,4/+19,1	+12,4/+31,0	+187/+299	+185/+467	+240/+483	+265/+461	30,7/52,7
	x	(n = 48)	(n = 53)	(n = 74)	(n = 21)	(n = 50)	(n = 49)	(n = 8)	(n = 73)	(n = 35)	(n = 54)	(n = 73)
С	*	-57,9/-56,7					+11,5/+31,0					• • •
	x	(n = 53)	X	x	x	x	(n = 55)	x	x	x	х.	X
LC		-61,1/-56,6		-20,3/-0,2	-27,8/+8,3	+4,0/+18,5	+4,2/+31,0			. +164/+460		0,2/21,8
	x	(n = 369) [.]	x .	(n = 155).	(n = 51)	(n = 27)	(n = 372)	x	x	(n = 143)	x	(n = 132)
LC'	-134/-			-19,0/-16,5	+3,0/+7,4					+300/+325		
	80,3	X.	x	(n = 3)	(n = 5)	x	x	x	x	(n = 2)	X	X
	(n = 21)											
L				-11,3/-1,5		+2,0/+6,0				+260/+385		0,4/13,8
	x	x	X	(n = 39)	x	(n = 10)	X	x	x	(n = 35)	x	(n = 39)

ThCH₄-N₂ = temperatura de homogeneização da fase rica em metano e nitrogênio; TfCO₂ = temperatura de fusão da fase carbônica; Te = temperatura do eutético; TfG = temperatura de fusão do gelo; TfC = temperatura de fusão do clatrato; TfHid = temperatura de fusão do hidrato; ThCO₂ = temperatura de homogeneização da fase carbônica; TdSilv = temperatura de dissolução da silvita; TdHal = temperatura de dissolução da halita; TCrep = temperatura de crepitação; TH = temperatura de homogeneização total da IF; % NaCl = porcentagem em peso de NaCl equivalente; n = número de medidas

Tabela 8 – Resumo dos resultados microtermométricos das inclusões fluidas pseudo-secundárias (fluidos precoces) associadas aos corpos de minério da Mina III (Zonas Superior, Inferior e da Granada) e da Mina Nova (Corpo I), Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Fortes & Giuliani 1995, Fortes 1996).

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

Caracterização dos Depósitos Auriferos em Distritos Mineiros Brasil

Tipe	TfCO ₂ (°C)	ThCO ₂ (°C)	ThCH ₄ -N ₂ (°C)	CO2	CH₄	N 2	H ₂ S	C ₂ H ₆
	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
S	-56,8	+29.8(V)	x	97,3	0,8	1,9	x	x
	-57,1	+29,8 (V)	x	95,8	0,9	3,3	x	x
	-57,3	+16,4 (V)	x	87,2	9,4	3,4	x	x
	-57,2	+16,6 (L)	x	79,4	15,1	5,5	x	x
	-57,2	+17,8 (L)	x	89,0	11,0	X	x	x
C	-56,8	+19,6(L)	x	95,5	2,1	2,4	x	x
LC	-57,1	+25,4 (L)	x	98,5	0,5	1,0	x	x
	-57,0	+20,5 (L)	x	98,4	0,3	1,3	x	x
	-57,0	+15,4 (L)	x	96,2	2,9	0,9	x	x
	-57,0	+18,9 (L)	í x	96,1	3,9	x	x	x
	-57,1	+10,0(L)	x	94,6	2,0	3,4	x	x
	-57,2	+18,7 (L)	x	92,3	3,3	4,4	x	x
	-57,2	+19,0 (L)	x	92,2	4,6	3,2	x	x
	-58,2	+25,4 (L)	x	91,5	6,9	1,5	0,1	x
	-57,9	+23,5 (L)	X	88,8	5,6	5,5	0,1	X
C'/	x	x	-99,5 (V)	X	73,2	26,8	x	x
LC'	x	x	-97,4 (V)	х	58,3	40,9	0,6	0,2
	х	X	-116,3 (V)	x	50,9	48,2	0,3	0,7
	X	Х	-134,0 (V)	. X	43,4	56,6	x	X

Tabela 9 – Resultados de microssonda Raman de fases gasosas de inclusões fluidas inclusões fluidas pseudosecundárias (fluidos precoces) associadas aos corpos de minério da Mina III (Zonas Superior e Inferior), Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Fortes & Giuliani 1995, Fortes 1996).

sulfetos maciços vulcanogênicos e nas formações ferríferas de fácies sulfeto ou carbonato (Hutchinson 1973, Reed 1983, Hutchinson & Burlington 1984, Huston & Large 1989, Large *et al.* 1989). Por outro lado, a granulitização ou a fusão parcial da base da crosta foram também postulados como responsáveis pela geração de fluidos mineralizantes ricos em H_2O e CO_2 mantélico (Colvine *et al.* 1988, Card *et al.* 1989).

A origem magmática tem sido postulada para alguns depósitos hidrotermais do tipo quartzo-ouro, nos quais há uma clara relação entre intrusões de tonalitos ou rochas porfiríticas e a mineralização, deduzida a partir de isótopos de C em IF e Oxigênio do quartzo (Spooner 1981 1991, Burrows *et al.* 1986, Burrows & Spooner 1987 1989, Callan & Spooner 1989, Colvine 1989).

O modelo metamórfico proposto por Fyfe & Henley (1973) e Boyle (1979), ultimamente o mais adotado, é suportado pela compatibilidade entre os fluidos de IF de minérios e os fluidos metamórficos liberados durante a transição entre as fácies xisto verde e anfibolito, sua uniformidade ao longo das zonas mineralizadas e a separação espacial entre os depósitos e as intrusões tardias (Perring *et al.* 1987).

Em geral, os modelos de granulitização, magmáticos e metamórficos admitem que falhas de escala crustal teriam sido os condutos dos fluidos mineralizantes. As mineralizações raramente estão alojadas ao longo dos lineamentos principais, de caráter dúctil, mas em estruturas de segunda ordem, de caráter dúctil-rúptil.

Os tipos de fluidos das IF associadas ao sulfeto maciço da Zona Superior e aos veios de quartzo da Zona Inferior e da Zona da Granada da Mina III, e da Mina Nova são petrografica e termicamente semelhantes. Entretanto, destaque-se que IF do tipo S (sistema H2O-NaCl-KCl-CO₂-CH₄-N₂), atípicas em depósitos de ouro em greenstone belts, são menos abundantes na Zona Inferior e na Mina Nova do que nas Zonas Superior e da Granada. A ausência de evidências de participação de fluidos magmáticos em ambas as minas sugere que os fluidos mineralizantes podem ter sido gerados durante o metamorfismo e proveniente dos mármores, os quais, não raro, produzem fluidos de alta salinidade (Crawford 1981), por retrometamorfismo (Crawford et al. 1979), ou, ainda, por reações envolvendo micas e anfibólios (Frape & Fritz 1987).

O aprisionamento simultâneo das IF dos tipos C, LC e L (sistema H₂O-NaCl-CO₂-CH₄-N₂), a ausência de evidências de extravasamento (*leakage*) e estrangulamento (*necking-down*), a larga faixa de grau de preenchimento pela fase líquida do tipo LC, a grande variação da composição global, em especial da salinidade e do conteúdo de voláteis na fase carbônica, e a crepitação de todos os tipos de IF na mesma faixa de temperatura (Fig. 18), sugerem, segundo os critérios de Ramboz *et al.* (1982), aprisionamento heterogêneo, ou imiscibilidade, destes tipos de IF. Os fluidos aquo-carbônicos de salinidade relativamen-



Figura 18 – Diagrama % NaCl_{equiv} x Tcrep-TH para as inclusões fluidas pseudo-secundárias (fluidos precoces) associadas aos corpos de minério da Mina III (Zonas Superior, Inferior e da Granada) e da Mina Nova (Corpo I), Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Fortes & Giuliani 1995, Fortes 1996).

te baixa podem ter se originado a partir da liberação de $H_2O e CO_2$ durante o metamorfismo, por descarbonatação de rochas carbonáticas impuras e/ou reações de oxidação de matéria carbonosa (Crawford 1981). A presença de N_2 e CH₄ e, ainda que em proporções menores, de C_2H_6 , sugere que parte dos fluidos provem das rochas metassedimentares circundantes (Roedder 1984). Isto é corroborado pela origem orgânica do material carbonoso dos xistos carbonosos de ambas as minas, reforçada pelos dados isotópicos apresentados adiante.

As IF precoces dos tipos S, LC e L apresentam temperatura de crepitação na mesma faixa e diferente salinidade (Fig. 18). Isto sugere circulação penecontemporânea e a ausência de, ou pouca mistura entre fluidos dos sistemas H2O-NaCl-CO2-CH4-N2 (IF dos tipos C, LC e L) e H2O-NaCl-KCl-CO2-CH4-N2 (IF do tipo S) e, na Zona Superior, entre estes fluidos e o sistema (H₂O)-CH₄-N₂-(H₂S-C₂H₆) (IF dos tipos C' e LC', ricas em Nitrogênio). A faixa de temperatura de crepitação ou homogeneização total das IF representativas dos fluidos precoces situa-se entre 250 e 450°C, o que indica que as Zonas Superior, Inferior e da Granada da Mina III e o Corpo I da Mina Nova se formaram na mesma faixa de temperatura, a qual é compatível com a alteração hidrotermal retrometamórfica da fácies xisto verde associada à mineralização.

A partir dos dados microtermométricos das IF dos tipos S, C, LC e L da Zona da Granada da Mina III, foram construídas isócoras com o programa Mac Flincor (Brown & Hagemann 1994), versão 0.85 para microcomputadores Macintosh. Para tanto, foram considerados os sistemas H_2O -NaCl-KCl (Brown & Lamb 1989) nas IF do tipo S, CO₂-CH₄ (Kerrick & Jacobs 1981) nas do tipo C, H₂O-CO₂-CH₄-NaCl (Kerrick & Jacobs 1981) nas do tipo LC e H₂O-NaCl-KCl (Brown & Lamb 1989) nas do tipo L.

Conjugando-se as condições de pressão e temperatura obtidas a partir das isócoras e as temperaturas mínima e máxima de formação da arsenopirita mais rica em arsênio (aspy 2 - ver **Química Mineral**), estima-se que o aprisionamento dos fluidos precoces da Zona Superior ocorreu entre 375 e 475°C e 1,5 e 3,3 kbar (Fig. 19a), da Zona Inferior entre 375 e 525°C e 1,0 e 3,7 kbar (Fig. 19b), do Corpo I entre 400 e 525°C e 1,4 e 3,7 kbar (Fig. 19c) e da Zona da Granada entre 375 e 475°C e 1,5 e 3,0 kbar (Fig. 19d).

Estas estimativas não incluem as IF do tipo LC, pois, como previsto no modelo de aprisionamento heterogêneo (Ramboz *et al.* 1982), estas tendem a superestimar a pressão (Figs. 19a a 19d).

Os intervalos estimados de T e P são compatíveis com condições de metamorfismo da fácies xisto verde a epidoto-anfibolito, sugerindo que as mineralizações se relacionam a fluidos liberados durante o pico do metamorfismo.

GEOCRONOLOGIA

Dados disponíveis

As informações geocronológicas relativas à jazida aurífera Mina III aqui apresentadas complementam aquelas obtidas por Fortes *et al.* (1993, 1995b), pelo método Rb-Sr, e Fortes *et al.* (1997), pelos métodos K-Ar e Ar-Ar. São acrescentados dados Sm-Nd obtidos no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

O método Rb-Sr revelou pela primeira vez a influência do Ciclo Brasiliano na região, inicialmente sugerida por Thomson & Fyfe (1991). Os resultados revelaram que:

- a isócrona mineral de concentrados de biotita, biotita + clorita, carbonato + biotita e rocha total de uma amostra de anfibólio xisto porfiroblástico forneceu idade de $731 \pm$ 76 Ma (Fig. 20a);

- a isócrona mineral de concentrados de biotita, carbonato + biotita e rocha total de uma amostra de anfibólio xisto com clorita indicou idade de 647 Ma \pm 27 Ma (Fig. 20b);

- a isócrona mineral de dois concentrados de biotita + clorita e um de rocha total de uma amostra de quartzoclorita-carbonato-muscovita xisto forneceu idade de 437 \pm 13 Ma (Fig. 20c) e

- a isócrona mineral de concentrados de biotita, carbonato + biotita e rocha total de uma amostra de biotitamármore (Zona Superior de minério) revelou idade de 497 \pm 48 Ma (Fig. 20d).

As idades K-Ar, obtidas em concentrados minerais, indicou as seguintes idades (Tabela 10):



Figura 19 – Diagramas T x P com isócoras das inclusões fluidas pseudo-secundárias (fluidos precoces) associadas aos corpos de minério das Minas III e Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO). (a) - Zona Superior. (b) - Zona Inferior. (c) - Corpo I. (d) - Zona da Granada. (modificado de Fortes & Giuliani 1995, Fortes 1996).

- anfibólio de anfibólio xisto porfiroblástico: 726±16 Ma;
- anfibólio e biotita de anfibólio xisto porfiroblástico:
709 ± 13 Ma e 506 ± 7 Ma, respectivamente;

- biotita de anfibólio xisto com clorita: 563 ± 8 Ma;

biotita de quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto:
518 ± 7 Ma;

 biotita de biotita-mármore da Zona Superior de minério: 561 ± 8 Ma e

- muscovita, paragonita e cloritóide de muscovita xisto: 478 \pm 7 Ma para, 510 \pm 7 Ma e 575 \pm 19 Ma, respectivamente.

O método Ar-Ar, também obtido em concentrados minerais, gerou as seguintes idades:

- anfibólio de anfibólio xisto porfiroblástico: 660 ± 1 Ma (idade integrada) e 547 Ma (platô aproximadamente entre 30 e 80 % ³⁹Ar) (Fig. 20e);

- biotita de anfibólio xisto com clorita: 576 ± 0.2 Ma (idade integrada) (Fig. 20f);

- muscovita e paragonita de muscovita xisto: 496 ± 0.3

Ma (idade integrada) e 498 ± 0.4 Ma (idade integrada), respectivamente (Figs. 20g e 20h).

O resultado obtido pelo método Sm-Nd a partir de isócrona construída de rocha total e concentrado de granada de uma amostra de clorita-granada xisto da Zona Superior da Mina III (Fig. 20i) indicou a idade de 505 ± 7 .

Dados isotópicos Sm-Nd preliminares para xisto carbonoso e xisto feldspático, forneceram idades modelo de sedimentação de 2,784 Ga e 2,442 Ga, respectivamente (Tabela 11).

Discussão

A idade de mineralizações auríferas em greenstone belts é discutível, pois estas são comumente representadas por veios de quartzo-carbonato e/ou sulfetos, para os quais ainda não foi desenvolvido um método de datação adequado.

O consenso sobre a relação entre as mineralizações





Figura 20 – Resultados geocronológicos obtidos para rochas encaixantes da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO). Diagramas isocrônicos ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr x ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: (a) - Anfibólio xisto porfiroblástico com biotita. (b) - Anfibólio xisto com clorita. (c) - Quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto. (d) - Biotita-mármore (Zona Superior de minério. (modificado de Fortes et al. 1993, 1995b, Fortes 1996). Diagramas Idade x % ³⁹Ar para concentrados minerais: (e) - Anfibólio de anfibólio xisto porfiroblástico com biotita. (f) - Biotita de anfibólio xisto com clorita. (g) - Muscovita de mu'scovita xisto (Zona Superior de minério). (h) -Paragonita de muscovita xisto (Zona Superior de minério) (segundo Fortes 1996, Fortes et al. 1997). (i) Diagrama isocrônico ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd x ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd para clorita-granada xisto (Zona Superior de minério).

ROCHA	MINERAL	. IDADE (Ma)
Anfibólio xisto porfiroblástico	anfibólio	726 ±16
Anfibólio xisto porfiroblástico	anfibólio	709 ± 13
•	biotita	506 ± 7
Anfibólio xisto com clorita	biotita	563 ± 8
Quartzo-clorita- carbonato-muscovita xisto	biotita	518 ± 7
Biotita-mármore	biotita	561 ± 8
Muscovita xisto	cloritóide paragonita muscovita	575 ± 19 510 ± 7 478 ± 7

Tabela 10 – Idades K-Ar para concentrados minerais de rochas encaixantes da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (segundo Fortes 1996, Fortes et al. 1997).

Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	T _{DM} (Ga)
Xisto carbonoso	5,100	25,367	0,1215	0,511361	2,784
Xisto feldspático	5,054	26,358	0,1159	0,511471	2,442

Tabela 11 – Resultados Sm-Nd para xisto carbonoso (Zona Inferior de minério) e xisto feldspático da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO).

auríferas e magmatismo, metamorfismo, alteração hidrotermal e deformação conduziu a diversas tentativas de datação de minerais magmáticos, metamórficos ou hidrotermais associados à mineralização, resultando em idades entre 2,7-2,65 Ga (Groves *et al.* 1987) ou 2,9-2,6 Ga (Hutchinson 1993). Idades em torno de 2,6 Ga têm sido obtidas a partir de minerais associados às mineralizações por diversos métodos, tais como U-Pb em titanita, rutilo e monazita (Corfu & Muir 1989), U-Pb em rutilo e titanita (Jemielita *et al.* 1990), Sm-Nd em scheelita e U-Pb em rutilo e titanita (Robert 1990), U-Pb em rutilo (Schandl *et al.* 1990, Claoué-Long *et al.* 1990), Pb-Pb em galena (Moritz *et al.* 1990). Idades em torno de 3.0 Ga foram obtidas pelo método U-Pb em rutilo (Ronde *et al.* 1991).

McNaughton & Dahl (1987) ressaltam que a datação de greenstone belts do Bloco de Yilgarn (Austrália Ocidental) resultou em dados conflitantes, dependendo dos métodos utilizados e suas premissas teóricas. Assim, os métodos U-b, Pb-Pb e Sm-Nd tendem a revelar a idade de eventos primários, enquanto que os métodos Rb-Sr e K-Ar tendem a registrar a idade do último evento.

A determinação da idade das mineralizações também foi experimentada pela obtenção de idades-modelo Pb-Pb de galena e pirita rica em chumbo. Pela curva teórica Pb-Pb, os resultados podem superestimar a idade da mineralização em relação ao evento tectônico que a gerou em até 70 Ma (Dahl *et al.* 1987).

Por outro lado, as idades de mineralizações obtidas por

diversos métodos mostram que estas são, em geral, 40 Ma a 80 Ma mais jovens do que o metamorfismo ou magmatismo (Robert 1990, 1991, Kerrich 1991, Foster & Piper 1993).

Phillips & Powell (1992) argumentam que zircão e rutilo "hidrotermais" não são adequados para a segura datação de eventos hidrotermais devido à imobilidade de Zr e Ti, e, assim, a questionável origem hidrotermal destes minerais.

A composição mineral das rochas da Mina III é inadequada para determinações geocronológicas por métodos mais precisos como U-Pb e Pb-Pb, impondo o emprego dos métodos Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar e Sm-Nd, os dois últimos mais confiáveis.

As idades Rb/Sr de 650 a 750 Ma obtidas em anfibólio xistos são significativamente maiores que as de 450 a 500 Ma registradas em quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos e biotita-mármores. Esta diferença pode significar **distintas temperaturas de fechamento do sistema isotópico**, de um lado, entre anfibólio e biotita, e, por outro, entre biotita, clorita e carbonato. Contudo, estes dados sugerem que as paragêneses hidrotermais se formaram ou que o sistema Rb-Sr foi aberto sob a influência do Ciclo Brasiliano. Contudo, as elevadas razões iniciais indicam que estas paragêneses se formaram a partir de rochas de prolongada residência crustal, talvez desde o Arqueano.

As idades K-Ar em torno de 700 Ma de anfibólios, de 500 Ma a 550 Ma de biotita e cloritóide e de 500 Ma de muscovita e paragonita são compatíveis com as idades

Rb-Sr. As idades mais antigas dos anfibólios indicam excesso de argônio durante a sua cristalização. Já a diferença de idade entre biotita e cloritóide e muscovita e paragonita sugere que o pico do metamorfismo e a alteração hidrotermal retrometamórfica, e o evento mineralizante, tenham um intervalo de cerca de 50 Ma.

As idades Ar-Ar corroboram as de Rb-Sr e K-Ar, na medida em que a de anfibólio apresenta idade em torno de 650 Ma, maior que a da biotita, de 580 Ma, e da muscovita e paragonita, de 500 Ma. A idade maior do anfibólio indica excesso de argônio herdado de minerais pré-existentes. Por outro lado, sua idade de platô em torno de 550 Ma, mesmo situada no intervalo da biotita e do cloritóide, pode significar tanto um excesso de argônio quanto a sua idade de cristalização. A idade da biotita revela um evento entre 550-580 Ma e as idades da muscovita e da paragonita retratam um evento de alteração hidrotermal em cerca de 500 Ma.

A idade Sm/Nd de 505 Ma em clorita-granada xisto não encerra a questão sobre o intervalo de tempo entre o metamorfismo que gerou porfiroblastos de granada e a alteração hidrotermal que resultou na formação de minerais micáceos e clorita.

As idades entre 550-500 Ma, obtidas por diversos métodos que apresentam diferentes temperaturas de bloqueio, indicam que o evento que gerou ou reajustou as paragêneses minerais é tardi-Brasiliano, uma vez que as idades do pico de metamorfismo regional Brasiliano situam-se em torno de 620 Ma (pimentel *et al.* 1998).

Os dados Sm-Nd indicam idades modelo de sedimentação, e portanto o limite máximo para a deposição dos sedimentos, para o xisto carbonoso da Zona Inferior de minério e para o xisto feldspático de 2,78 Ga e 2,44, respectivamente. Desta forma, pode-se sugerir que, pelo menos, o xisto feldspático não seja arqueano. Deve-se ressaltar que Resende *et al.* (1999), utilizando dados Sm-Nd, posicionaram rochas metassedimentares de topo do *Greenstone Belt* de Goiás no Paleoproterozóico.

Novas análises estão sendo feitas em um conjunto adicional de amostras de rochas metassedimentares da Mina III e Mina Nova, o que poderá confirmar ou não esta hipótese para o *Greenstone Belt* de Crixás.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Carbono e Oxigênio

Os primeiros dados isotópicos de Carbono e Oxigênio de xistos carbonosos e de xistos feldspáticos da Mina III e Mina Nova e de mármores da Mina III foram obtidos por Fortes & Takaki (1992, 1993) e Fortes *et al.* (1995b) e complementados por Fortes (1996). As análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Setor de Geoquímica do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES), em um espectrômetro de massa Finnigan, modelo Delta-E, com precisão estimada de \pm 0,2 ‰. Os resultados de Carbono são registrados em desvios por mil (‰) em relação ao padrão internacional PDB (Belemnitella americana, Formação Peedee) e expressos em δ 13C e os de Oxigênio em desvios por mil (‰) em relação ao padrão internacional SMOW (standard mean ocean water), expressos por δ ¹⁸O (Faure 1986).

A separação de material carbonoso seguiu o método de Grew (1974), o qual consiste em atacar rocha moída com HCl para eliminar o carbonato, seguido de ataque com HF para a dissolução de silicatos. A dosagem isotópica de Carbono foi feita em CO₂ produzido pela combustão do material carbonoso (Craig 1953a). As análises de Carbono em carbonato foram feitas em amostras de rocha total moídas, submetidas a ataque com H₂PO₄ para liberação de CO₂ e análise isotópica, como descrito por McCrea (1950).

As proporções, em peso, de Carbono orgânico total dos xistos carbonosos da Mina III situam-se entre 0,1 e 2,8 %. Os xistos carbonosos das Minas III e Nova possuem ?13Corg (PDB) entre -15,1 e -17,9 ‰ e os xistos feldspáticos da Mina III entre -17,8 a -22,6 ‰ (Fig. 21a).

Os valores de $\delta^{13}C_{org}$ de carbonatos de anfibólio xistos, quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos e mármores, incluindo biotita-mármores são positivos, enquanto os de xistos carbonosos e xistos feldspáticos são negativos (Fig. 21b).

Enxofre

Os dados sobre isótopos de Enxofre aqui apresentados são preliminares e foram obtidos a partir de quatro amostras representativas de minério sulfetado analisadas no *Stable Isotope Laboratory*, *University of Calgary*, Canadá. Os resultados são registrados em desvios por mil (‰) em relação ao padrão internacional CDT (*Canyon Diablo Troilite*), sob a notação δ^{34} S (Faure 1986). Os resultados analíticos registram que δ^{34} S (‰) do sulfeto maciço composto por arsenopirita é de +0,2, do sulfeto maciço composto por arsenopirita de -1,9, do sulfeto maciço composto por pirrotita de -4,0 e do xisto carbonoso com pirrotita de -3,2.

Discussão

Compostos orgânicos, como carboidratos, têm baixos valores de δ^{13} C devido ao fracionamento isotópico durante a fotossíntese (6CO₂ + 6H₂O => C₆H₁₂ + 6O₂). Isto resulta no enriquecimento em ¹²C do carbono fixado nas plantas em relação à composição isotópica mais rica em ¹³C do CO₂ atmosférico ou dissolvido na água (Park & Epstein 1960, Faure 1986).



xisto carbonoso

Figura 21 - Resultados de isótopos estáveis de C e O de rochas das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás. (a) Valores de $\delta^{I3}C_{org}$ (PDB) de material carbonoso de rochas carbonosas. (b) -Diagrama $\delta^{I3}C_{carb}$ (PDB) x $\delta^{I8}O$ (SMOW) de carbonatos de rochas encaixantes (segundo Fortes 1996).

Com relação ao material carbonoso ("grafita"), comumente disseminado em xistos, gnaisses e mármores pré-cambrianos, houve um período de controvérsia sobre sua origem biogênica ou não e sobre a capacidade dos isótopos de carbono auxiliarem na determinação de sua origem (Rankama 1948, 1950, 1954a, b, Craig 1953, 1954b). A partir da década de 70, provou-se a relação entre origem biogênica e composição isotópica (Barghoorn & Tyler 1965, Hoefs & Schidlowski 1967, Schopf *et al.* 1971, Oehler *et al.* 1972, Schidlowski *et al.* 1979, Weiss *et al.* 1981).

Também houve controvérsia quanto aos efeitos do metamorfismo de material carbonoso em termos cristalográficos e de fracionamento isotópico (Landergren 1955, Gavelin 1957, Quinn & Glass 1958, French 1964, Barker & Friedman 1969, Hamilton *et al.* 1970, Landis 1971, McKirdy & Powell 1974, Grew 1974, Hoefs & Frey 1976, Hahn-Weinheimer & Hirner 1981, Schoell & Wellmer 1981, Strauss 1986). Atualmente, há consenso de que o metamorfismo tende a aumentar o grau de cristalinidade do material carbonoso, principalmente pela perda de hidrogênio, e a enriquecêlo em ¹³C devido à liberação preferencial de ¹²C durante o fracionamento isotópico, especialmente sob a forma de CH₄ e CO₂.

Em cerca de 85 % do material carbonoso de rochas metamórficas e sedimentares, o material precursor é de natureza orgânica (Reimer 1984) e o conteúdo total de carbono orgânico disseminado em rochas pré-cambrianas pode variar de 0,1 a 15 % em peso (Strauss 1986), com valores de δ^{13} C de -45 % a -15 % (Hayes *et al.* 1983, Faure 1986). Estas variações podem estar associadas a razões isotópicas iniciais, taxa de sedimentação, grau de re-oxidação na coluna d'água, degradação por atividade biológica, diagênese e metamorfismo, e a combinação destes fatores pode resultar em variações isotópicas de até 4 % (Hayes *et al.* 1989).

Os valores isotópicos obtidos em matéria carbonosa $(\delta^{13}C_{org})$ dos xistos carbonosos das Minas III e Nova (-15,1 a -17,9 ‰) e dos xistos feldspáticos da Mina III (-17,8 a -22,6 ‰) são compatíveis com os de produtos orgânicos de rochas carbonosas pré-cambrianas.

As diferenças entre os xistos carbonosos das Minas III e Nova e os xistos feldspáticos da Mina III, podem indicar diferentes razões isotópicas iniciais e/ou diferentes taxas de soterramento, degradação bacteriana da matéria orgânica e grau de re-oxidação na coluna d'água, em ambos os casos, relacionados à posição estratigráfica dos primeiros, basais, em relação aos últimos, de topo. Outra alternativa, considerando os resultados de Sm-Nd anteriormente discutidos, é a de que os xistos feldspáticos não pertencem à seqüência vulcanossedimentar arqueana.

A constância dos valores nos xistos carbonosos de zonas mineralizadas de ambas as minas contrasta com a dispersão obtida em rochas não mineralizadas, como os xistos feldspáticos da Mina III, sugerindo que a percolação de fluidos mineralizantes pode ter contribuído para a homogeneização isotópica por troca entre o material carbonoso e o fluido.

Os isótopos de C e O em carbonatos indicam que a composição isotópica dos precipitados a partir de solu-

ções aquosas pode ser controlada por fatores diversos fatores. Dentre estes citam-se o valor de δ^{13} C do CO₂ gasoso em equilíbrio com íons carbonato e bicarbonato em solução, o fracionamento isotópico entre o CO₂ gasoso e íons carbonato e bicarbonato em solução e o CaCO₃ sólido, a temperatura do equilíbrio isotópico e o pH (Deines *et al.* 1974).

Os valores de δ^{13} C (PDB) de carbonatos marinhos são praticamente constantes ao longo do tempo geológico, em torno de 0 ‰ com variação de ± 3 ‰ (Degens & Epstein 1964, Keith & Weber 1964, Schidlowski *et al.* 1975, Veizer & Hoefs 1976, Strauss 1986, Veizer *et al.* 1989a, b). Já os carbonatos não-marinhos apresentam valores médios em torno de -5 ‰ (Keith & Weber 1964) e os associados a material carbonoso, em geral, inferiores a -5 ‰, em ambos os casos devido à contribuição de CO₂ derivado da decomposição de matéria orgânica. Carbonato de carbonatitos e diamantes, ambos de origem mantélica, apresentam valores de δ^{13} C de -8 a -2 ‰ (Faure 1986).

Valores elevados de δ^{13} C (em média de +8,0 a +10,0 ‰) já foram observados em mármores pré-cambrianos (2,0 Ga) de origem sedimentar (Schidlowski *et al.* 1975, 1976, Baker & Fallick 1989), e parecem ser comuns em mármores neoproterozóicos. Isto pode resultar tanto por uma disponibilidade maior de material orgânico e consequente extração preferencial do isótopo mais leve durante a deposição (Knoll *et al.* 1986, Margaritz *et al.* 1986, Knoll & Walter 1992, Kaufman *et al.* 1992) quanto por diagênese e metamorfismo (Kaufman *et al.* 1991).

O metamorfismo de carbonatos, em geral, libera CH_4 , rico em ¹²C, e CO₂, rico em ¹³C (Valley 1986), apesar da controvérsia quanto à composição isotópica do CO₂ (Faure 1986).

Os valores de δ^{18} O (SMOW) de carbonatos marinhos tendem a decrescer com a idade (Degens & Epstein 1964, Keith & Weber 1964, Perry & Tan 1972, Schidlowski et al. 1975, Veizer & Hoefs 1976). Nos carbonatos do Recente os valores situam-se em torno de +32 ‰ e nos do Pré-cambriano em cerca de +20 ‰. A diferença é provavelmente devida à temperatura mais elevada dos oceanos antigos, a razões isotópicas progressivamente mais pesadas na composição da água do mar e/ou por um contínuo equilíbrio pós-deposicional com águas meteóricas ou **conatas mais leves (Faure 1986)**.

Por catodoluminescência e microssonda eletrônica, Dix et al. (1995) descrevem que o carbonato dos mármores Fe-dolomíticos intercalados nos xistos carbonosos da Mina III tem uma zonação química segundo a qual o núcleo dos cristais são mais pobres em Fe que as bordas. Esta é acompanhada, também, de uma zonação isotópica, com δ^{13} C de +14 a +7 ‰, do núcleo para a borda. Isto implica em que o núcleo preservaria a assinatura isotópica do carbonato sedimentar, enquanto as bordas registrariam as modificações decorrentes da degradação bacteriogênica por metanogênese durante o soterramento.

Valores de δ^{13} C muito negativos dos carbonatos de xistos carbonosos das Minas III e Nova, quartzo-cloritamuscovita-granada xisto e xisto feldspático da Mina III, indicam forte contribuição orgânica, resultante da decomposição térmica de matéria orgânica por metamorfismo, como descrito por Veizer *et al.* (1989a). Já o carbonato de anfibólio xistos, quartzo-clorita-carbonato-sericita xisto e biotita-mármore possuem valores de δ^{13} C positivos, parecendo corresponder ao extremo menos enriquecido em δ^{13} C do trend definido pelos mármores maciço e brechado. No mármore laminado os valores de δ^{13} C são mais negativos indicando origem orgânica associada ao alto teor de matéria carbonosa.

Os dados isotópicos sugerem que o carbonato sedimentar residual dos mármores maciço e brechado está enriquecido em ¹³C, enquanto o carbonato hidrotermal de anfibólio xistos, quartzo-clorita-carbonato-muscovita xisto e biotitamármore enriquecido em ¹²C. Isto pode ser explicado tanto por diagênese quanto pela liberação de ¹²C durante o metamorfismo e precipitação de carbonato hidrotermal a partir de fases fluidas (CO₂ e/ou CH₄) ricas em ¹²C.

Por outro lado, a diferença de -25 ‰ entre os valores de δ^{13} C de matéria carbonosa dos xistos carbonosos (-15 ‰) e de carbonato de mármores maciços (»+10 ‰) equivale à diferença entre os valores normais encontrados em material orgânico (25 ‰) e carbonato (0 ‰). Assim, os valores obtidos nas rochas estudadas podem representar anomalias decorrentes de processos sin-deposicionais.

Diversos estudos têm sido desenvolvidos com o intuito de determinar o fracionamento isotópico entre calcita e grafita por métodos de calibração teóricos (Bottinga 1969), empíricos (Valley & O'Neil 1981, Wada & Suzuki 1983, Morikiyo 1984) e experimentais (Scheele & Hoefs 1982). Além da baixa velocidade de troca isotópica entre ambos os minerais, em muitos ambientes geológicos a matéria carbonosa não atinge o grau de cristalinidade da grafita, limitando a aplicação do par como geotermômetro.

Entretanto, considerando que o carbonato dos xistos carbonosos derivou da oxidação da matéria orgânica durante o metamorfismo, a diferença entre o δ^{13} C de material carbonoso e de carbonato (δ^{13} C) pode ser usada na estimativa da temperatura de formação do carbonato, de acordo com curvas de fracionamento. A maioria dos pares "calcita-grafita" dos xistos carbonosos da Mina III e Mina Nova apresentam valores de δ^{13} C de +7,7 a +15,1 ‰. Utilizando curvas de fracionamento propostas por Wada & Suzuki (1983) e Morikiyo (1984) e pressupondo equilíbrio isotópico entre ambos produtos, os valores de δ^{13} C fornecem temperaturas entre 350°C e 500°C (Fig. 22), compatíveis com as estimadas a partir das inclusões fluidas.

Os resultados de isótopos de enxofre, por si, não definem a gênese dos depósitos. Se conjugados com outros



Figura 22 - Estimativa de temperatura de formação de carbonatos com base na diferença isotópica entre material carbonoso e carbonatos de xistos carbonosos das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO).



Figura 23 - Diagrama ternário CaO x FeO x MgO simplificado para a classificação de carbonatos de rochas da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO). Campos composicionais adaptados de Reeder (1983) (modificado de Fortes 1996).

dados auxiliam na concepção de modelos genéticos (Rye & Ohmoto 1979).

Sulfetos, predominantemente pirita, de rochas sedimentares, vulcânicas ou mantélicas de terrenos arqueanos apresentam valores de δ^{34} S (‰) próximos a 0 ‰ ou em torno de +3 ‰. Em vista disto, não podem ser usados como indicativos da fonte de fluidos (Lambert et al. 1984), apesar de poderem ser relacionados a fluidos redutores durante a sulfetação, sugerindo fonte juvenil ou lixiviação de sulfetos magmáticos durante o metamorfismo (Rye & Ohmoto 1979). Valores negativos têm sido relacionados tanto à atividade hidrotermal vulcanogênica e biogênica, ambas capazes de reduzir sulfatos (Strauss 1986), quanto à avançada interação fluido/rocha sob condições mais oxidantes e envolvendo reação com rochas ricas em magnetita (Phillips *et al.* 1986).

Ainda que preliminares, os valores de $?3^{45}$ obtidos nos depósitos estudados sugerem que os mais negativos do minério rico em pirrotita, especialmente no caso do sulfeto maciço (-4 ‰), podem estar relacionados à participação de fluidos menos reduzidos que podem ter promovido a sulfetação de rochas ricas em magnetita. O valor menos negativo do xisto carbonoso (-3,2 ‰) pode resultar de atividade exalativa e/ou biológica. Já o valor ligeiramente positivo do sulfeto maciço rico em arsenopirita (+0,2 ‰), sugere que o fluido mineralizante tornou-se mais redutor, com enriquecimento no isótopo mais pesado, não sendo possível qualquer sugestão quanto à fonte de enxofre. O valor intermediário de -1,9 ‰ pode indicar a mistura entre fluidos que resultaram na deposição de minério rico em pirrotita e em arsenopirita.

QUÍMICA MINERAL

Amostras representativas dos principais tipos petrográficos de rochas foram selecionadas para análise química de seus constituintes minerais por microssonda eletrônica. As análises foram realizadas no Laboratório do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, com uma microssonda CAMECA SX-50. As condições de operação foram de 15 kV, 25 nA, tempo de contagem de 10 s e tamanho do feixe variável para carbonato e de 10 µm para silicatos; de 25 kV e 20 nA, tempo de contagem de 5 s e tamanho do feixe de 10 μ m para arsenopirita e de 10 s e 1 µm para o ouro. Foram utilizados padrões naturais para carbonatos e silicatos e artificiais para arsenopirita e ouro. As correções foram feitas empregando o método PAP, uma adaptação do método ZAF (número atômico, absorção e fluorescência) (Maurice et al. 1979). Os dados obtidos complementam os de Fortes (1996), Portocarrero (1996) e Coelho (1999).

Os cálculos geotermobarométricos foram efetuados com o programa THERMOCALC, versão 2.3 para microcomputadores Macintosh, obedecendo as recomendações de Powell & Holland (1985, 1988) e Holland & Powell (1985, 1990).

Carbonatos

O carbonato de anfibólio xistos com clorita e porfiroblástico e de quartzo-clorita-muscovita-granada



Figura 24 - Diagrama Si (ions por fórmula unitária) x Mg/(Mg + Fe) para a classificação de anfibólio de rochas metabásicas da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO). Campos composicionais segundo Hawthorne (1983) (modificado de Fortes 1996).

xistos apresenta proporções de MgO, CaO e FeO próximos de calcita. Já o carbonato de quartzo-clorita-carbonato-muscovita xistos, dos diversos tipos de mármores, de sulfeto maciço e de xistos carbonosos corresponde à Fedolomita (Fig. 23), mas as proporções de FeO são maiores no carbonato do biotita-mármore, do sulfeto maciço e dos xistos carbonosos, relativamente às demais rochas.

Silicatos

Quando a variação composicional entre membros finais de uma solução sólida é feita empregando suas fórmulas químicas, em alguns casos é difícil observar a diferença entre ambos. Nas micas e anfibólios, onde há ampla variação composicional, o efeito é maior. Como alternativa mais simples, as variações composicionais podem ser representadas por vetores de troca (ou de substituição), um artifício matemático que representa a diferença entre as fórmulas de termos extremos de uma solução sólida. O vetor é definido no espaço composicional (Thompson Jr. 1982, Spear et al., 1982) e possui direção e módulo. A direção indica os átomos que envolvidos na substituição e o módulo a sua quantidade (Spear 1993). Os vetores representam mudanças de composição química e não são exclusivos de um ou outro mineral, o que facilita a representação e o entendimento das soluções sólidas. Assim, conhecido o vetor de troca envolvido em uma substituição, por exemplo entre dois anfibólios, é desnecessário guardar ou tentar deduzir as diferenças entre ambos, bastando o vetor de troca.

O vetor de troca é obtido pela operação de subtração entre as fórmulas de dois membros finais. Assim, entre almandina e piropo, dois extremos da família da granada, o vetor de troca é definido pela operação $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ (almandina) - $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (piropo) = Fe - Mg = FeMg.

A diferença entre as moléculas de almandina e piropo reside na substituição de Fe por Mg, dada pelo vetor de troca FeMg., na razão de 1:1, representada pelo símbolo negativo. Quando a substituição envolve átomos com a mesma carga e que ocupam o mesmo sítio cristalográfico, como no exemplo, o vetor de troca é dito simples.

Por outro lado, quando a substituição envolve mais de um átomo para o restabelecimento da neutralidade de cargas no cristal, a substituição é dita acoplada. O exemplo mais comum ocorre nos plagioclásios, nos quais um átomo de Na⁺ do extremo albita) é substituído por um de Ca²⁺, no outro extremo, ou anortita. Para balanceamento de cargas é necessário que a saída de Na⁺ seja acoplada com a de um átomo de Si⁴⁺ e a entrada do Ca²⁺ com a do Al³⁺ (no sítio tetraédrico). O vetor desta substituição é dado pela subtração NaAlSi₃O₈ (albita) - CaAl₂Si₂O₈ (anortita) => NaSiCa₁Al₁.

Outra utilidade dos vetores de troca é a representação de reações metamórficas. A reação entre granada e biotita, um geotermômetro comum, pode ser representada pelos vetores KFe₃AlSi₃O₁₀(OH)₂ (anita) + Mg₃Al₂Si₃O₁₂ (piropo) = KMg₃AlSi₃O₁₀(OH)₂ (flogopita) + Fe₃Al₂Si₃O₁₂ (almandina). A reação pode ser expressa como Fe₃Al₂Si₃O₁₂ - Mg₃Al₂Si₃O₁₂ = Fe - Mg = FeMg₋₁ (na granada) e Fe₃AlSi₃O₁₀(OH)₂ - KMg₃AlSi₃O₁₀(OH)₂ = Fe - Mg = FeMg₋₁ (na biotita).

ANFIBÓLIO

O anfibólio das rochas da Mina III foi analisado em



Figura 25 - Diagramas de classificação e variação para clorita de rochas metabásicas e metassedimentares da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO). (a) - Diagrama Si (íons por fórmula unitária) x Fe/ (Fe + Mg) (campos composicionais adaptados de Foster 1962). (b) - Diagrama Fe x Mg. (c) - Diagrama ternário Al x Fe x Mg (baseado em Zane & Weiss (1998).

amostras de metabasalto, anfibólio xisto com clorita e com ou sem granada e biotita. Sua composição varia de ferro-tschermakita, passando por hornblendatschermakitica e Mg-hornblenda (Fig. 24). Em amostras de metabasalto, a zonação do anfibólio identificada na petrografia mostra que o espécimen verde-pálido do núcleo é uma hornblenda-actinolítica e o verdeazulado das bordas é uma Mg-hornblenda. Por outro lado, a composição do anfibólio de clorita-granada xistos é compatível a da grunerita.

Segundo Spear (1981 1993), os anfibólios passam por uma importante mudança composicional na transição entre as fácies xisto verde e anfibolito, quando a actinolita passa para hornblenda por operação de dois vetores de troca, Al^{vi}Al^{1V}Mg.₁Si.₁ (substituição *tschermak*) e NaAl^{1V}O.₁Si.₁ (substituição da edenita – o denotando vacância). Assim, a hornblenda incorpora Al e Na, ausentes na actinolita. Estas características são claras na variação composicional dos anfibólios analisados, pois Al^{1V} apresenta valores entre 1,5 e 2,0 íons por fórmula unitária (pfu), enquanto Al^{VI} apresenta valores entre 0,3 e 0,6 pfu. Em apenas uma amostra (anfibólio xisto porfiroblástico com granada) os valores de Al^{IV} e Al^{VI} são mais elevados e situam-se, respectivamente, entre 2,16 e 2,22 e entre 1,13 e 1,18. A maior concentração de Al neste caso deriva da própria composição da rocha, dada pela elevada porcentagem modal de granada. A quantidade de Al^{IV} é sempre maior do que a de Al^{VI}, o que demonstra que Al^{IV} participa na operação de vetores de troca, os mais evidentes sendo NaAl^{IV}o.₁Si.₁ e TiAl₂^{IV}Mg.₁Si.₂, responsáveis pela entrada de Ti e Na.

CLORITÀ

A clorita é um mineral comum nas rochas metabásicas e metapelitos das rochas das Minas III e Nova. Em rochas metamórficas, a composição da clorita varia entre os membros finais chamosita (Fe) e clinocloro (Mg) em virtude da operação dos vetores de troca Al^{VI}Al^{IV}Mg₋₁Si. 1 (substituição *tschermak*) e FeMg₋₁ (Spear 1993).

Independente da rocha, pela classificação de Foster

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

Rocha	Almandina	Piropo	Espessartita	Grossularita	Uvarovita	Andradita
anfibólio xisto porfiroblástico	73,35	5,01	0,37	20,81	0,47	0,00
clorita-granada xisto	82,80	2,85	1,78	12,04	0,53	0,00
clorita-muscovita xisto_	85,98	3,21	0,36	7,06	1,84	1,53
granadito	88,31	0,50	0,07	6,28	0,85	3,99
granadito	85,20	2,17	0,33	11,22	1,07	0,00
clorita-muscovita xisto	89,29	2,30	2,93	3,70	1,19	0,60
quartzo-clorita- muscovita-granada xisto	75,10	3,92	2,39	15,30	0,69	2,60
quartzo-clorita- muscovita-granada xisto	72,99	3,21	3,31	19,21	1,12	0,16

Tabela 12 – Composição média de granada de rochas da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Fortes 1996).



Figura 26 - Fotomicrografia de cristal de arsenopirita, analisado por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), mostrando zonação em duas fases: aspy 1 (mais escura) e aspy 2 (mais clara), à qual o ouro se associa, em minério da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás, (GO). (a) - Sulfeto maciço (Zona Superior). (b) - Xisto carbonoso (Zona Inferior).

(1962), exceto a do quartzo-clorita-muscovita-granada xisto, que é uma peninita, a composição da clorita das demais rochas recai no campo da diabantita (Fig. 25a). Destaque-se, no entanto, que a clorita de clorita-muscovita xistos e clorita-granada xistos, nos quais há cloritóide, é mais rica em Fe, e a de quartzo-clorita-muscovita-granada xistos mais rica em Mg.

O preenchimento quase completo do sítio octaédrico permite considerar que, em todas as amostras, a clorita é trioctaédrica. Por outro lado, também há importante substituição *tschermak* na espécie, pois em quase todas as amostras estudadas a razão $A1^{v_1}:A1^{v_v}$ é próxima de 1. No entanto parte do Mg deve estar envolvido com a substituição FeMg.₁, pois, como mostra a Figura 25b, a correlação Mg x Fe é negativa, indicando que este não é o único vetor de troca entre estes elementos.

No diagrama da Figura 25c, que mostra a estabilidade de clorita metamórfica, todos os espécimens analisados situamse no campo do Tipo I, típicos de rochas metamorfizadas na transição da fácies xisto verde para anfibolito.

GRANADA

A granada é comum em rochas metassedimentares e rara em rochas metabásicas da Mina III. Em todas rochas, a molécula predominante é a da almandina (Tabela 12), seguida em ordem decrescente de abundância, por grossulária, piropo e espessartita, mais raramente uvarovita e andradita.

PLAGIOCLÁSIO

Plagioclásio foi analisado em anfibólio xistos e cloritamuscovita xistos. Nos primeiros, a composição é de



Figura 27 - Diagrama As x S, em % atômica, para arsenopirita de corpos de minério das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Fortes 1996, Portocarrero 1996).

andesina $(An_{22,20})$ e nos últimos varia entre andesina e albita $(An_{24,16} e An_7)$.

BIOTITA

Minerais da família da biotita comumente mostram uma razão Si:Al de 6:2 no sítio tetraédrico. Entretanto, esta razão pode ser modificada por substituições de *tschermak*, edenita e Ti-*tschermak*, a última sendo significativa em biotita das fácies anfibolito e granulito.

Nas rochas estudadas a razão 6:2 não foi observada, sugerindo importantes substituições *tschermak* ou edenita. Maiores proporções de Al ocorrem em rochas mais ricas em Al, como os metabasaltos e xistos com abundante clorita e granada. As proporções de Ti são baixas (0,13 a 0,32 íons pfu), compatíveis com a fácies xisto verde a anfibolito.

MUSCOVITA

Nas rochas metassedimentares a mica branca apresenta composição similar a da muscovita, mantendo razão Si:Al^{IV}:Al^{VI} próxima de 3:1:2. Em geral, o Al^{VI} se desvia dessa razão, a valores pouco inferiores a 2. A substituição na muscovita é dada pelo vetor da fengita, o inverso do vetor *tschermak* (Al^{VI}Al^{IV}Mg₋₁Si₋₁), resultando em aumento de Si e diminuição do Al^{VI}, que é substituído por Mg ou Fe. Parte do A^{IV} é mantido para permitir o acesso de um pouco de Na, pelo vetor da edenita (NaAl^{IV}o.₁Si₋₁). As substituições são responsáveis pela geração de solução sólida da muscovita propriamente dita com os membros finais paragonita, celadonita e ferro-celadonita.

Arsenopirita

Os dados de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) obtidos por Fortes (1996) de arsenopirita da Mina III revelaram que o mineral é zonado (Fig. 26), com o núcleo dos cristais (aspy1) mais escuro e a borda (aspy2) mais clara, com a qual o ouro preferencialmente se associa.

Á zonação constatada por MEV corresponde a uma zonação química, confirmada por microssonda eletrônica, o que sugere duas gerações de formação do mineral. Amostras dos corpos de minério das Zonas Superior, Inferior e da Granada (Mina III) e dos Corpos I e II (Mina Nova) mostram que os núcleos (aspy 1) são mais ricos em Enxofre (As 29,2-32,6 S 34,4-37,3 Fe 32,5-33,3) e as bordas (aspy 2) em Arsênio (As 33,0-35,4 S 32,1-33,7 Fe 32,3-33,1) (Fig. 27). Em ambos os tipos não foi detectada a presença de ouro invisível, uma vez que os valores obtidos foram inferiores ao limite de detecção (700 ppm) da microssonda.

Ouro

Os grãos de ouro foram analisados por microssonda para, além de Au e Ag, também para Sb, Te, Se, Bi, Cu, Fe e Pd. Os teores dos últimos são inferiores ao limite de detecção. As proporções de Au situam-se entre 82% e 95 % em peso e de Ag entre 18% e 5%, indicando, segundo Boyle (1979) e Gasparrini (1993) tratar-se de ouro nativo.

Os dados analíticos mostram que há uma clara relação entre a razão Au/Ag e a natureza do mineral hospedeiro ou a associação mineral em cada zona de minério na Mina III e na Mina Nova (Fig. 28). Apesar da parcial superposição de razões, o ouro associado com sulfetos (arsenopirita, pirrotita e calcopirita) é mais rico em Ag que o associado com carbonato, quartzo e material carbonoso, exceto o de vênulas de quartzo da Zona da Granada. É também notável que o ouro associado com óxidos é significativamente mais rico em Ag que o das demais ocorrências.

A pureza (*fineness*) do ouro, dada pela razão (Au/ Au+Ag) x 1.000, em % em peso (Fisher 1945), das zonas de minério da Mina III e Mina Nova situa-se entre um mínimo de 866 e um máximo de 980, com média de 943 (Tabela 13).

Discussão

ASSOCIAÇÕES METAMÓRFICAS

Os anfibólio xistos da Mina III são caracterizados pela paragênese hornblenda + oligoclásio + clorita ± granada ±



Figura 28 - Diagrama Au x Ag, em % atômica, para grãos de ouro de corpos de minério das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO). (a) - Sulfeto maciço (Zona Superior). (b) - Veio de quartzo (Zona Inferior). (c) - Xisto carbonoso (Zona Inferior). (d) - Quartzo-clorita-muscovita-granada xisto (Zona da Granada). (e) - Xisto carbonoso (Corpo I). (f) Carbonato-muscovita xisto (Corpo II). (modificado de Fortes 1996, Coelho 1999).

quartzo \pm carbonato \pm epidoto \pm mica branca. A associação de hornblenda com oligoclásio (An₂₀₋₂₂) indica que a temperatura do metamorfismo alcançou as condições do início da fácies anfibolito, em torno de 500 °C (Winkler 1976). Contudo, a quantidade modal de clorita e a presença de epidoto e plagioclásio pobre na molécula anortita permitem estipular que esses xistos foram metamorfizados na fácies epidoto-anfibolito, transição entre as fácies xisto verde e anfibolito (Spear 1993). Nos metabasaltos, a transição não é marcada pelo aparecimento de minerais índices, mas por mudanças na composição do plagioclásio e do anfibólio.

As proporções de Cálcio no plagioclásio crescem com a temperatura e transformação de albita para oligoclásio ocorre nesta transição, mas de forma não gradual, devido ao hiato da peristerita (Smith 1974), que corresponde ao intervalo de An₃₋₅ para An₁₇₋₁₈ (Winkler 1976, Spear 1993, Bucher & Frey 1994), resultante de uma solução sólida não ideal. Os distintos raios e cargas iônicas do Na e Ca na solução sólida exigem, assim, substituição acoplada, envolvendo Si e Al para balanceamento de cargas, pelo vetor CaAl^{1V}Na₁Si_{.1}. Embora o balanceamento de cargas esteja cumprido, o envolvimento de maior quantidade de Al na estrutura do plagioclásio resulta em problema cristaloquímico, pois as ligações Al-O-Al não são estáveis e são evitadas com a formação de hiatos composicionais. isto resulta na comum coexistência de cristais de plagioclásio composicionalmente distintos em uma mesma rocha a formação de exsoluções microscópicas por imiscibilidade (Smith 1974).

A composição do plagioclásio dos anfibólio xistos estudados é An₂₀₋₂₂, implicando em que a temperatura do pico do metamorfismo pouco excedeu os 500°C. O enriquecimento em Ca do plagioclásio durante o metamorfismo pode ocorrer pelas seguintes reações (Spear 1993): zoisita (epidoto) + clorita + quartzo = actinolita + anortita + H₂O e zoisita (epidoto) + clorita + quartzo = molécula de *tschermak* + anortita + H₂°

Assim como nos plagioclásios, a transição da fácies xisto verde para anfibolito é acompanhada de variação

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

	médio	mínimo	máximo
Mina III - Zona Superior (sulfeto maciço)	947	925	980
Mina III - Zona Inferior (veio de guartzo)	949	929	962
Mina III - Zona Inferior (xisto carbonoso)	942	866	961
Mina III - Zona da Granada (quartzo-clorita-muscovita- granada xisto)	938	923	955
Mina Nova - Corpo I - xisto carbonoso	942	892	972
Mina Nova - Corpo II - carbonato-muscovita xisto	928	968	943

Tabela 13 – Médio, mínimo e máximo valores de pureza (fineness) de grãos de ouro de cada zona de minério das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, Greenstone Belt de Crixás (GO) (modificado de Coelho 1999).

composicional do anfibólio, de actinolita para hornblenda. Actinolita é cálcica, praticamente desprovida de Na e com Al₂O₃ máximo em torno de 4%. Já a hornblenda pode incorporar até 1,5% Na₂O e mais de 12% de Al₂O₃ (Spear 1993). As mudanças composicionais resultam dos vetores de troca FeMg₋₁, Al^{vi}Al^{iv}Mg₋₁Si₋₁ (*tschermak*), NaAl^{iv}o. ₁Si₋₁ (edenita) e da combinação linear dos dois últimos, responsáveis pela substituição da pargasita (NaAl^{Iv}Al^{vi}₂o. ₁Mg₋₁Si₋₂). Os componentes necessários para efetivar as substituições provêm da quebra de clorita e de zoisita/ epidoto envolvendo albita (Yardley 1989), como nas reações: clorita + epidoto + quartzo = *tschermak* + anortita + H₂O, albita + actinolita = edenita + quartzo e actinolita + clorita + quartzo + epidoto = *tschermak* + H₂O.

Nos anfibólio xistos estudados, a composição do anfibólio é hornblenda, típica da fácies anfibolito, entretanto a presença de clorita e epidoto, os baixos teores de TiO₂ e moderados de Al₂O₃ (9 a 13%) indicam que o pico do metamorfismo não foi superior a 550°C.

A presença de clorita e epidoto na maioria das amostras impõe um limite de pressão e temperatura ao pico do metamorfismo. A clorita é consumida por reações de desidratação que liberam volume considerável de H_2O , e que, por isso, têm ampla variação de entropia. No espaço **P-T** as reações têm inclinação positiva acentuada (Spear 1989, 1993). Já as reações de quebra de epidoto têm inclinação positiva mas suave, por envolverem grande variação de volume e pequena de entropia (Spear 1989, 1993). As reações de quebra de epidoto e clorita se interceptam em torno de 3,3 kbar, que é a pressão mínima inferida para o metamorfismo das rochas da Mina III.

A coexistência de epidoto e oligoclásio (An_{20-22}) nos anfibólio xistos, também indica pressão intermediária (4-7 kbar) e temperatura da ordem 550°C. Dados experimentais (Apted & Liou 1983) mostram que a 2 kbar e 475°C o plagioclásio coexistente com epidoto é albita, mas, sob mesma pressão e a 550°C, é andesina (An₄₅) e a 7 kbar passa para An₃₀. Assim, considerando que a pressão mínima do metamorfismo das rochas estudadas foi de 3,3 kbar e o plagioclásio é oligoclásio, a temperatura do pico de metamorfismo deve ter sido no máximo 550°C (Fig. 29a). Assim, a partir da associação mineral dos anfibólio xistos, estima-se que as condições de metamorfismo ocorreram entre 500°C e 520°C e 3,3 a 6 kbar. Erros de 20°C e 2,5 kbar neste tipo de rocha são aceitáveis e superam estimativas a partir de outros geotermômetros e geobarômetros.

As rochas metassedimentares da Mina III contêm as seguintes associações minerais:

 em clorita-granada xistos: clorita + granada ± quartzo ± muscovita ± cloritóide ± biotita ± grunnerita;

- em clorita-muscovita xistos: clorita + muscovita ± cloritóide ± biotita ± granada ± grunnerita ± plagioclásio e

- em quartzo-clorita-muscovita-granada xistos: quartzo + clorita + muscovita + granada ± biotita ± carbonato ± plagioclásio.

Nestas associações, a coexistência de cloritóide com biotita é comum e merece destaque. Esta coexistência tem sido exaustivamente debatida na literatura (Albee 1972, Winkler 1976, Spear & Cheney 1989, Powell & Holland 1990, Wang & Spear 1991, Droop & Harte 1995). A posição da clorita, granada, cloritóide e biotita no diagrama AFM e o amplo intervalo de temperatura de estabilidade de granada + clorita, que se estende da fácies xisto verde ao início da fácies anfibolito, deveria coibir a coexistência de cloritóide e biotita. Contudo, ambos os minerais ocorrem em rochas da Mina III e foi registrada em outros cinturões metamórficos, tais como Stonehaven, Escócia (Droop & Harte 1995), no nordeste dos EUA (Wang & Spear 1991) e em Tauern, Áustria (Droop & Harte 1995). Na ausência de estaurolita, a coexistência de cloritóide com biotita sugere que o pico do metamorfismo ocorreu,



Figura 29 - (a) Condições de temperatura e pressão do pico do metamorfismo, representadas pelo campoem destaque, estimadas a partir do anfibólio xisto da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO). (b) - Esquema representando a trajetória P-T de rochas metabásicas e metapelíticas da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO).

no máximo, a 560°C e entre 6 e 7 kbar, posição do ponto invariante aluminossilicato/cordierita, que é intercepto de cinco reações univariantes, cada qual envolvendo quatro fases, em presença de muscovita, quartzo e água:

- (estaurolita) granada + clorita = cloritóide + biotita

- (granada) cloritóide + clorita = estaurolita + biotita

- (clorita) cloritóide = granada + estaurolita + biotita

- (biotita) cloritóide = granada + estaurolita + clorita

- (cloritóide) granada + clorita = estaurolita + biotita

Três possibilidades de coexistência de cloritóide e biotita, cada qual em posição diferente no espaço P-T, são aqui resumidas:

- restrita a baixas T e P e é adotada na maioria das grades petrogenéticas (Harte & Hudson 1979, Labotka 1981, Koons & Thompson 1985, Powell & Holland 1990, Droop & Harte 1995);

- restrita a baixa T e alta P (Kepezhinskas 1973, Kepezhinskas & Khlestov 1977);

- restrita a baixa T, mas tanto em baixa como a alta P (Spear & Cheney 1989, Wang & Spear 1991).

Do ponto de vista quimiográfico, todas as alternativas são teoricamente corretas, mas só uma deve representar a condição natural. Independente da alternativa, há consenso de que a composição global da rocha é o fator mais importante do aparecimento da associação, favorecida por teores altos de Al e razões Fe/(Fe + Mg) e Fe/(Fe + Mg + Mn), o que não ocorre na maioria dos pelitos. A participação de componentes adicionais, como o Mn, no sistema KFMASH também é importante na estabilização da associação (Spear & Cheney 1989, Wang & Spear 1991, Droop & Harte 1995) e Fe³⁺ (Powell & Holland 1990).

O campo de estabilidade da granada aumenta se, sob temperaturas mais baixas, houver incorporação de Mn. Assim em rochas muito ricas em Mn, a granada se estabiliza a baixa temperatura impedindo a formação de cloritóide + biotita (Spear & Cheney 1989, Wang & Spear 1991, Droop & Harte 1995). Por outro lado, se houver disponibilidade de Fe³⁺ para biotita e cloritóide, os seus campos de estabilidade expandem, permitindo a associação(Powell & Holland 1990).

Até o presente, nenhuma das alternativas é favorecida pelas rochas com cloritóide + biotita da Mina III, adotando-se a empregada na maioria das grades petrogenéticas. Assim, estima-se que esta associação deva ter se estabilizado, no máximo, a 560°C e 6 kbar.

RETROMETAMORFISMO

Relações texturais indicam que porfiroblastos de anfibólio, granada, cloritóide e biotita cresceram às **expensas principalmente de clorita. Entretanto, algumas** amostras mostram cristais de clorita formados sobre porfiroblastos, o que implica em retrometamorfismo. Os raros veios com carbonato, clorita, ou quartzo, podem refletir o mesmo processo.

Retrometamorfismo ocorre quando paragêneses geradas por aumento de P e T se desestabilizam por reações que as originaram quando há decréscimo de P e T.

Rocha	Minerais	T (°C)
quartzo-clorita-muscovita- granada xisto	clorita, biotita, muscovita, granada, guartzo	484 ± 20
clorita-granada xisto	clorita, muscovita, granada, cloritóide, quartzo	505 ± 11
clorita-muscovita xisto	clorita, muscovita, biotita, granada, cloritóide, plagioclásio, epidoto, quartzo	525 ± 19

Tabela 14 – Resultados de temperatura calculada a partir das paragêneses de rochas metassedimentares da jazida aurífera Mina III, Greenstone Belt de Crixás (GO).

Desidratação e/ou descarbonatação são processos típicos de metamorfismo progressivo (Winkler 1976, Yardley 1994, Philpotts 1996). A desidratação origina um volume apreciável de fluidos de baixa salinidade, principalmente na fácies epidoto-anfibolito, transição entre xisto verde e anfibolito (Phillips & Powell 1991). Para retrometamorfismo penetrativo, é necessário que os fluidos liberados permaneçam em contato com a rocha, caso contrário, este ocorrerá de forma restrita e canalizada, por exemplo, ao longo de zonas de cisalhamento.

A cinética das reações metamórficas aumenta exponencialmente com a temperatura, até atingir o pico de metamorfismo e o estabelecimento da paragênese correspondente. Inversamente, a cinética diminui exponencialmente com a queda da temperatura, possibilitando a preservação de paragêneses de pico (Spear 1993). Nas amostras estudadas, as condições de P e T de retrometamorfismo são semelhantes às do pico do metamorfismo, pois não houve desestabilização de porfiroblastos de granada, cloritóide, anfibólio e biotita. Como boa parte das reações é contínua, é possível que o retrometamorfismo tenha ocorrido apenas por reajustes composicionais e não pelo consumo das fases de pico. Além disso, os fluidos resultantes das reações devem ter sido responsáveis pela alteração hidrotermal observada na área, a qual. de forma canalizada, segue zonas de cisalhamento. Neste caso, é difícil separar alguns minerais hidrotermais daqueles resultantes de metamorfismo.

A Figura 29b mostra duas grades petrogenéticas com diagramas quimiográficos e as trajetórias das condições de P-T deduzidas a partir das paragêneses das rochas máficas e metapelitos da área.. Note-se que as condições de retrometamorfismo coincidem com as do aprisionamento das IF.

TERMOBAROMETRIA

O cálculo de $T \in P$ a partir das amostras da Mina III realizou-se com o emprego do programa THERMOCALC, o qual se fundamenta no cálculo da entalpia de reações metamórficas a partir de um banco de dados termodinâmicos consistente (Powell & Holland 1985 1988, Holland & Powell 1985 1990). A geotermobarometria do metamorfismo é realizada utilizando-se, simultaneamente, vários termômetros e barômetros. O cálculo da temperatura do metamorfismo foi efetuado a partir de 7 amostras; dentre as quais 5 forneceram valores confiáveis, mas nenhuma indicativa de pressão (Tabela 14). Os resultados são compatíveis com as estimativas obtidas por outros meios, limitando o pico do metamorfismo a temperatura máxima de 525°C.

A dificuldade na obtenção da pressão deve-se a diversos fatores e, em rochas de baixo grau, minerais indicadores são raros. Nas amostras com granada, nem sempre foi possível determinar a composição do plagioclásio e do epidoto, fundamental no cálculo da pressão. Quando possível, o teor de An do plagioclásio era baixo (An₂₋₃), acarretando erros de cálculo. A partir das grades petrogenéticas e da comparação da composição química dos minerais das rochas metabásicas com dados experimentais de Apted & Liou (1983), a melhor estimativa da pressão de pico de metamorfismo é de 5 ± 1,5 kbar, a 500°C ± 20°C.

A arsenopirita claramente formou-se em duas etapas, uma rica em enxofre (aspy 1), seguida de outra rica em arsênio (aspy 2) e com a qual o ouro está preferencialmente associado. A pequena variação na proporção atômica de Fe na aspy 2 e teores de Co, Ni e Sb inferiores a 1 % permitem estimar, a partir dos proporções mínimas e máximas de As (Kretschmar & Scott 1976), que, na Zona superior, a sua deposição ocorreu entre 375°C e 525°C.

RAZÃO Au/Ag

A pureza (fineness) do ouro tem sido usada na determinação de enriquecimento secundário no metal em lateritas e aluviões (Mackay 1943, Santosh et al. 1992), controle estratigráfico em paleo-aluviões (Hirdes 1984) e como controle geológico e geoquímico de diferentes tipos de depósitos auríferos em escalas regional (Titley 1989) e global (Morrison et al. 1991). Nas zonas de minério estudadas, a pureza do ouro (866 a 980) é compatível com a esperada, segundo Morrison et al. (1991), em depósitos auríferos de terrenos arqueanos (780 a 1.000).

Apesar de grãos de ouro associados a mesmos minerais em diferentes corpos de minério não apresentarem mesma faixa de valores da razão Au/Ag, é possível observar que para cada zona de minério há clara relação entre a natureza dos minerais hospedeiros e associações minerais e a razão Au/Ag. De forma geral, há tendência dos sulfetos, mais tardios, serem mais ricos em Ag que o carbonato, quartzo e material carbonoso, mais precoces e mais ricos em Au.

Variações nas razões fluido/rocha e nas condições de

salinidade, pH, Eh, a_{Cl} , $a_s e |O_2$, a imiscibilidade de fluidos e a forma de transporte do Au, como tio e/ou clorocpmplexos, podem ter contribuído nas variações da razão Au/Ag. Exceto a Zona Inferior da Mina III e o Corpo I da Mina Nova, ambos associados a xistos carbonosos, os demais corpos de minério associam-se a diferentes rochas hospedeiras.

Apesar de pouco evidente, os valores médios de pureza do ouro (Tabela 13) também podem refletir distintas fontes e razões Au/Ag iniciais, bem como diferentes mecanismos de deposição do ouro de acordo com diferentes interações fluido/rocha.

CONCLUSÕES

O estudo da geologia do greenstone belt de Crixás iniciou há pouco mais de 20 vinte anos, durante os quais um volume crescente de dados têm sido disponibilizados por diversas fontes. Entretanto, entendemos que o seu potencial aurífero possivelmente não se esgota com as reservas já exauridas (Minas Inglesa e Pompex) e as em exploração (Minas III e Nova).

As rochas encaixantes imediatas aos depósitos auríferos estudados compreendem, de um lado, metabasaltos e xistos deles derivados, e, de outro, rochas metassedimentares detríticas e químicas. A assinatura geoquímica das primeiras é compatível com toleiitos do tipo MORB. O ingresso de fases minerais resultantes de alteração hidrotermal nestas rochas pode ser quimicamente acompanhado pelo aumento das proporções de Al_2O_3 , K_2O , TiO₂ e ETR e diminuição de Na₂O e MgO, por efeito combinado da cloritização, carbonatação, sericitização, silicificação e sulfetação.

Dentre as rochas metassedimentares, os mármores são geoquimica comparáveis aos de origem marinha e aos de outros *greenstone belts* arqueanos, o que é corroborado pelos isótopos de C e O, mas são mais ricos em ¹³C. Por outro lado, a presença de biotita e o enriquecimento em ¹³C relativamente a ¹³C de alguns mármores indica que estes ou foram submetidos à ou são produtos de alteração hidrotermal. Cristais de carbonato disseminados em rochas encaixantes imediatas aos corpos de minério mos**tram assinaturas isotópicas típicas** de alteração hidrotermal, com contribuição de ¹²C derivado da decomposição de matéria orgânica, provavelmente der4ivada dos xistos carbonosos.

As rochas de protólitos detríticos (xistos carbonosos, quartzo-clorita-muscovita-granada xistos, xistos feldspáticos, muscovita xistos e clorita-muscovita xistos) se destacam por elevados conteúdos em TiO₂, relativamente imóvel no ciclo sedimentar, e proporções variadas de K₂O e Na₂O que traduzem distintas proporções de muscovita e paragonita. Os isótopos estáveis de C dos xistos carbonosos atestam a contribuição orgânica nestas rochas e revelam enriquecimento em ¹²C progressivo em direção ao topo da seção estratigráfica. Por outro lado, a natureza geoquímica de rochas muito ricas em clorita e granada (clorita-granada xistos e granaditos) ainda não subsidia a interpretação da sua origem, mas estima-se que podem representar protólitos sedimentares ferríferos. Em geral, a composição química dos litotipos detríticos pode ser explicada por uma área-fonte composta por rochas básicas, subordinadamente félsicas.

A complexa evolução tectono-estrutural destas rochas supracrustais exerceu controle estrutural definitivo dos corpos de minério, pois estes estão alojados em zonas de deformação mais intensa, com *plunge* acompanhando estruturas lineares definidas, tais como eixos de dobras semi-recumbentes e lineações de interseção e de elongação resultantes de cisalhamento simples (quasepuro) em regime dúctil. O intervalo geocronológico entre 550-500 Ma obtido por métodos diversos indicam que as estruturas impressas pelo Ciclo Brasiliano nas rochas arqueanas são alvos regionais preferenciais, particularmente nas proximidades do contato tectônico entre as supracrustais arqueanas e proterozóicas.

As características das jazidas estudadas indicam que, ao controle estrutural, se soma a influência de situações litológicas e estratigráficas. Assim, rochas metassedimentares, particularmente carbonosas, com intercalações de formações ferríferas situadas nas proximidades da transição entre o final do vulcanismo máfico e o início da sedimentação pelítica, parecem ter sido sítios de substituição maciça de óxidos por sulfetos (Zona Superior da Mina III), em zonas de deformação mais intensa, acompanhada de sulfetação disseminada (Mina Nova) e injeção de veios de quartzo (Zona Inferior da Mina III) em estruturas subsidiárias. As evidências texturais mostram que sulfetação, carbonatação, sericitização e venulação das rochas hospedeiras do minério foram processos importantes na formação das jazidas, sugerindo o seu alojamento ao longo de zonas de dilatação das zonas de cisalhamento.

As paragêneses metamórficas e os dados de geotermobarometria de silicatos (450° C a 550° C e 1,5kb a 4,5 kb) das rochas que envelopam os depósitos registram um pico metamórfico na fácies epidoto-anfibolito, transição entre as fácies xisto verde e anfibolito. Já as paragêneses de silicatos das rochas que hospedam os depósitos, resultantes de alteração hidrotermal, e as condições mínimas de aprisionamento de inclusões fluídas (375° C- 525° C e 1,4-3,7 kb), a estimativa geotermométrica de formação de arsenopirita zonada com borda rica em enxofre ($375 e 525^{\circ}$ C) e os dados isotópicos de C e O são compatíveis com a fácies xisto verde. Os dados geocronológicos sugerem que o pico do metamorfismo ocorreu há 550 Ma e a alteração hidrotermal e mineralização há 500 Ma.

Além do controle litológico, estrutural e de alteração hidrotermal, todos os corpos de minério mostram concentrações anômalas de As, K, Ni, Cr, Rb, Ba e Cd, os quais podem representar importantes guias prospectivos adicionais.

As características mineralógicas dos corpos de minério permitem classificá-los em tipologias distintas, sinalizando para a possibilidade de, além de sua repetição, também a ocorrência de tipos adicionais em outros sítios ou como variação lateral em zonas sob lavra. Por outro lado, a ocorrência do ouro como inclusões e no contato entre outras espécies minerais e preenchimento de fraturas, combinado com a diversidade de sua associação mineral indicam que o metal foi precipitado em diversos estágios da formação dos depósitos, de precoces a tardios. Isto, por outro lado, tem implicações no dimensionamento da planta de beneficiamento, na blendagem e, consequentemente, no índice de recuperação do metal. A pureza do ouro (fineness) (866 a 980) é comparável à de mineralizações auríferas em greenstone belts arqueanos em geral. As diferentes razões Au/Ag nos corpos estudados são correlacionáveis com a variedade de formas de ocorrência do ouro e minerais associados. As variações das razões Au/Ag podem ser explicadas por diversos fatores, destacando-se a evolução da sucessão paragenética, diferentes fontes do metal para cada zona mineralizada, diferenças na evolução dos fluidos mineralizantes, distintas razões fluido/rocha e contrastantes condições físicas e químicas entre fluidos dos diversos sítios. As inclusões fluidas revelam a presença de fluidos precoces, penecontemporâneos com a mineralização e a alteração hidrotermal. Estes fluidos são aquo-carbônicos saturados, provavelmente derivados dos mármores ou reações entre anfibólio e micas durante o cisalhamento e retrometamorfismo, fluidos aquo-carbônicos metamórficos

com evidências de imiscibilidade, e fluidos ricos em metano e nitrogênio indicativos de contribuição orgânica.

Durante o estágio de mineralização ativa, o ouro foi transportado como tio-complexos, com importante participação de arsênio, e, possivelmente, como cloro-complexos. Sua precipitação pode ser atribuída a diversos fatores, como a interação fluido-rocha, imiscibilidade de fluidos, decréscimo de temperatura e/ou pressão, diminuição na concentração de enxofre por precipitação de sulfetos, presença de material carbonoso e acumulação eletroquímica na superfície de sulfetos.

Em contraste com as rochas associadas aos demais depósitos, o anfibólio do clorita-granada xisto associado ao sulfeto maciço da Zona Superior da Mina III não acompanha o *trend* dos anfibólios de rochas metabásicas e é uma grunerita. A sua associação com magnetita, ilmenita, clorita e biotita indica que uma formação ferrífera da fácies silicato foi o caminho preferencial para a maciça sulfetação.

Assim, do ponto de vista genético, os depósitos auríferos do greenstone belt de Crixás se classificam como do tipo epigenético. Os dados favorecem a mobilização e concentração, ou remobilização e reconcentração metamórfica durante o Neoproterozóico, sem a exclusão de estágios de enriquecimento singenético no Arqueano.

Agradecimentos

Ao PADCT/GTM/FINEP, ao DNPM e à ADIMB por meio de suas empresas associadas DOCEGEO, UGM, GOESOL, RTDM, BHP e ANGLOGOLD, pelos recursos financeiros para a realização deste trabalho. À Mineração Serra Grande S.A. pelo acesso aos dados e exposições das Minas III e Nova. Ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pelo acesso à infraestrutura de laboratório.

Referências

- Albee A.L. 1972. Metamorphism of pelitic schists: reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 83:3249-3268.
- Almeida F.F.M. 1968. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. Ciências, 40 (supl.):285-295.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Neves B.B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Sim. Geol. Nordeste, 8, *Atas*, pp. 363-391.
- Apted M.J. & Liou J.G. 1983. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *Am. Jour. Sci.*, **283-A**:328-354.
- Araújo E.M. & Kemiac M. 1989. Mapa geológico do nível 150 da Mina III. Mineração Serra Grande Ltda. (inédito).
- Arndt N.T., Teixeira N.A., White W.M. 1989. Bizarre geochemistry of komatiites from the Crixás greenstone belt. *Contr. Mineral.*

Petrol., 101:187-197.

- Baker A.J. & Fallick A.E. 1989. Heavy carbon in two-billion-yearold marbles from Lofoten-Versteralen, Norway: implications for the Precambrian carbon cycle. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53:1111-1115.
- Barghoorn E.S. & Tyler S.A. 1965. Microorganisms from the Gunflint chert. Science, 147:563-577.
- Barker F. & Friedman I. 1969. Carbon isotopes in pelites of the Precambrian Uncompany Formation, Needle Mountains, Colorado. Bull. Geol. Soc. Am., 80:1403-1407.
- Biondi J.C. 1990. Depósitos de esmeralda de Santa Terezinha (GO). Rev. Bras. Geoc., 4:7-24.
- Bodnar R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **57**:683-684.

Botelho N.F., Abrahão M.M., Pereira E.H.R. 1997. Caracterização

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

químico-mineralógica das mineralizações auríferas associadas a granitos na região de Peixoto Azevedo - Alta Floresta, norte do Mato Grosso. In: *Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros*. DNPM/DIREX. PADCT/GTM. p. 13-16.

- Bottinga Y. 1969. Carbon isotope fractionation between graphite, diamond and carbon dioxide. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5:301-307.
- Boyle R.W. 1979. The geochemistry of gold and its deposits. Geol. Surv. Can., Bull. 280, 584 p.
- Boyle R.W. 1984. Gold deposits: their geology, geochemistry and origin. In: Foster R.P. (ed.), Gold'82, Balkema, Roterdam, Proceedings, 183-189.
- Brown P.E. & Hagemann S.G. 1994. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: B. de Vivo & M.L. Frazzotti (eds.) *Fluid Inclusion in minerals: Methods* and Applications, pp.231-250.
- Brown P.E. & Lamb W.M. 1989. P-V-T properties of fluids in the system H₂O-CO₂-NaCI: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53:1209-1221.
- Bucher K. & Frey M. 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. 6th Edition. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag. Berlin, 318 p.
- Burrows D.R. & Spooner E.T.C. 1987. Generation of a magmatic H₂O-CO₂ fluid enriched in Mo, Au and W within an Archean sodic granodiorite stock, Mink Lake, northwestern Ontario. *Econ. Geol.*, 82:1931-1957.
- Burrows D.R. & Spooner E.T.C. 1989. Relationships between Archean gold quartz vein-shear zone mineralization and igneous intrusions in the Val d'Or and Timmins areas, Abitibi Subprovince, Canada. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), *The geology* of Gold deposits: the perspective in 1988. Econ. Geol. Monograph 6:424-444.
- Burrows D.R., Wood P.C., Spooner E.T.C. 1986. Carbon isotope evidence for a magmatic origin for Archaean gold-quartz vein ore deposits. *Nature*, 321:851-854.
- Cabri L.J. 1987. The nature of invisible Gold in arsenopyrite. *Canadian Mineralogist*, **27**:353-362.
- Callan N.J. & Spooner E.T.C. 1989. Archean Au-quartz vein mineralization hosted in a tonalite-trondhjemite terrane, Renabie Mine Area, Wawa, North Ontario, Canada. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), *The geology of Gold deposits:* the perspective in 1988. Econ. Geol. Monograph 6:9-18.
- Card K.D., Poulsen K.H., Robert F. 1989. The Archean Superior Province of the Candian Shield and its lode gold deposits. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Econ. Geol. Monograph 6:37-53.
- Castro J.H.G. & Magalhães L.F. 1984. Revisão estratigráfica do Grupo Pilar de Goiás na faixa Crixás. *In*: SBG, Congr. Bras. Geol., 33, *Anais*, pp. 2563-2576.
- Castro J.H.G., Magalhães L.F., Borges O.C. 1983. Ouro na faixa Crixás: sistemática de prospecção e pesquisa. In: Simp. Mineraliz. Auríferas no Estado da Bahia, 1, *Anais*, pp 47-55.

Claoué-Long J.C., King R.W., Kerrich R. 1990. Archaean hydrothermal

zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **98**:109-128.

- Clark M.E., Carmichael D.M., Hodgson C.J., Fu M. 1989. Wall-rock alteration, Victory Gold Mine, Kambalda, western Australia. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), *The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988*. Econ. Geol. Monograph 6:445-459.
- Coelho R.F. 1999. Caracterização mineralógica do minério das jazidas auríferas Mina III e Mina Nova, greenstone gelt de Crixás (GO). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-UnB, 125 pp. (inédito).
- Colvine A.C. 1989. An empirical model for the formation of Archean gold deposits: products of final cratonization of the Superior Province, Canada. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), The Geology of Gold Deposits: The Perspective in 1988. Econ. Geol. Monograph 6:37-53.
- Colvine A.C., Fyon J.A., Heather K.B., Marmont S., Smith P.M., Troop D.G. 1988. Archean lode gold deposits in Ontario. Ontario Geol. Surv., Miscellaneous Paper 139, 136 pp.
- Corfu F. & Muir T.L. 1989. The Hemlo-Heron Bay greenstone belt and Hemlo Au-Mo deposit, Superior Province, Ontario, Canada.
 2. Timing of metamorphism, alteration and Au mineralization from titanite, rutile and monazite U-Pb geochronology. *Chem. Geol.*, 79:201-223.
- Costa A.L.L. & Kuyumjian R.M. 1994. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Domo da Anta, região de Crixás (GO). In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Anais, pp. 24-25.
- Craig H. 1953. Corycium Defunctum: the non-indicative properties of isotopes and review articles. *Econ. Geol.*, 48:600-603.
- Craig H. 1954. Carbon-13 in plants and the relationhips between carbon-13 and carbon-14 variations in nature. *Jour. Geol.*, **62**:115-149.
- Crawford M.L. 1981. Fluid inclusions in metamorphic rocks: low and medium grade. In: Hollister, L.S. & Crawford, M.L. (eds). Short Course in Fluid Inclusion: Application to Petrology. Short Course Handbook, vol. 6, Mineral. Ass. Canada. pp.157-181.
- Crawford M.L., Filer J., Wood C. 1979. Saline fluid inclusions associated with retrograde metamorphism. Bull. de Mineralogie, 102:562-568.
- Dahl N., McNaughton N.J., Groves D.I. 1987. A lead-isotope study of sulphides associated with gold mineralisation in selected gold deposits from the Eastern Goldfields of Western Australia. In: Ho S.E. & Groves D.I. (eds), *Recent advances in understanding Precambrian gold deposits*. Geol. Dept. & Univ. Ext., Univ. Western Australia, 11:189-201.
- Degens E.T. & Epstein S. 1964. Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 28:23-44.
- Deines P., Langmuir D., Harmon R.S. 1974. Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground water. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 38:1147-1164.
- Dhamelincourt P., Beny J.M., Dubessy J., Poty B. 1979. Analyse d'inclusions fluides à la microsonde MOLE à effect Raman. *Bull. de Minéralogie*, **102**:600-610.

Diamond L. 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid +

 CO_2 vapour + aqueous KCI-NaCl solutions: experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **56**:273-280.

- Dix G.R., Thomson M.L., Longstaffe F.J., McNutt R.H. 1995. Sistematic decrease of high d¹³C values with burial in late Archean (2,8 Ga) diagenetic dolomite: evidence for methanogenesis from the Crixás Greenstone Belt, Brazil. *Precam. Res.*, 70:253-268.
- Droop G.T.R. & Harte B. 1995. The effect of Mn on the phase relations of medium-grade pelites: constraints from natural assemblages on petrogenetic grid topology. *Journ. Petrol.*, 36:1549-1578.
- Evarts R.C. & Schiffman P. 1983. Suibmarine Hydrothermal Metamorphism of the Del Puerto Ophiolite, California. *Am. Jour. Sci.*, **283**:289-340.
- Faure G. 1986. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, New York, 589 pp.
- Ferreira Filho C.F., Kamo S., Fuck R.A, Krogh T.E, Naldrett A.J. 1994. Zircon and rutile U-Pb geochronology of the Niquelândia layered mafic and ultramafic intrusion, Brazil: constraints for the timing of magmatism and high grade metamorphism. *Precamb. Res.*, 68:241-255.
- Fisher N.H. 1945. The fineness of gold, with special reference to the Morobe goldfield, New Guinea. *Econ. Geol.*, 40:449-495, 537-563.
- Fortes P.T.F.O. 1991. *Geologia do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-UnB 194 pp. (inédito).
- Fortes P.T.F.O. 1996. Metalogenia dos depósitos auríferos Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, Greenstone Belt de Crixás, Goiás. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências-UnB 177 pp. (inédito).
- Fortes P.T.F.O. & Coelho R.F. 1997a. Caracterização do minério das jazidas auríferas Mina de Morro Velho e Mina de Cuiabá., *Greenstone Belt* Rio das Velhas, Minas Gerais. In: Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros. DNPM/DIREX. PADCT/GTM. p. 21-23.
- Fortes P.T.F.O. & Coelho R.F. 1997b. Caracterização do minério e do rejeito das jazidas auríferas Mina III, Mina Nova e Mina Inglesa, *Greenstone Belt* de Crixás, Goiás. In: Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros. DNPM/DIREX. PADCT/GTM. p. 30-33.
- Fortes P.T.F.O. & Giuliani G. 1992. Estudo preliminar dos fluidos associados aos corpos de sulfeto maciço do depósito aurífero Mina III, Crixás, GO. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo, 15:99-109.
- Fortes P.T.F.O. & Giuliani G. 1993. Estudo de inclusões fluidas em corpos de minério (sulfeto maciço e veio de quartzo) do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. In: SBG, Cong. Bras. de Geoquí., 4, Anais, pp. 154-156.
- Fortes P.T.F.O. & Giuliani G. 1995. Les phases fluides associées aux corps sulfurés du gisement d'or Mina III, ceinture de roches vertes de Crixás, Etat de Goiás, Brésil. Comp. Rend. Acad. Sci. Paris, t. 320, serie IIa, pp. 1171-1178.
- Fortes P.T.F.O. & Nilson A.A. 1991. Geologia do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. In: SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 3,

Anais, pp. 1-14.

- Fortes P.T.F.O. & Takaki T. 1992. Estudo preliminar de isótopos de C em xistos carbonosos e mármores do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo, 15:91-98.
- Fortes P.T.F.O. & Takaki T. 1993. Estudo de isótopos de Carbono e Oxigênio em rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. In: SBGq, Congr. Bras. Geoqu., 4, *Resumos Expandidos*, pp 186-188.
- Fortes P.T.F.O., Pimentel M.M., Teixeira W. 1993. Geocronologia Rb/Sr das rochas encaixantes do depósito aurífero Mina III, Crixás, Goiás. In: SBGq, Congr. Brasl. Geoqu., 4, Resumos Expandidos, pp. 250-252.
- Fortes P.T.F.O., Giuliani G., Coelho R.F. 1994a. Estudo de Inclusões Fluidas em Corpos de Minério dos Depósitos Auríferos Mina III e Mina Inglesa, *Greenstone Belt* de Crixás, Goiás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, *Boletim de Resumos Expandidos*, Vol. 1, pp. 632-634.
- Fortes P.T.F.O., Giuliani G., Coelho R.F. 1994b. Estudo de Inclusões Fluidas Associadas ao Veio de Quartzo Mineralizado do Depósito Aurífero Mina III, Crixás, GO. In: SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim de Geociências, 17:13-19.
- Fortes P.T.F.O., Giuliani G., Coelho R.F. 1995a. Estudo de Inclusões Fluidas em Corpos de Minério dos Depósitos Auríferos Mina III e Mina Inglesa, greenstone belt de Crixás, GO. Revista da Escola de Minas, 49:131-135.
- Fortes P.T.F.O., Giuliani G., Takaki T., Pimentel M.M., Teixeira W. 1995b. Aspectos Geoquímicos do Depósito Aurífero Mina III, greenstone belt de Crixás, Goiás. Geochi. Brasiliensis, 9:13-31.
- Fortes P.T.F.O., Cheilletz A., Giuliani G., Féraud G. 1997. A Brasiliano
 Age (500 ± 5 Ma) for the Mina III Gold Deposit, Crixás
 Greenstone Belt, Goiás State, Central Brazil. Intern. Geol. Rev.,
 39:449-460.
- Foster M. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. U.S.G.S., Professional Paper, **414-A**:1–33.
- Foster R.P. & Piper D.P. 1993. Archaean lode gold deposits in Africa: crustal setting, metallogenesis and cratonization. Ore Geol. Rev., 8:303-347.
- Frape S.K. & Fritz P. 1987. Geochemical trends from groundwaters from the Canadian Shield. In: Fritz P.& Frape S.K. (eds). Saline water and gases in crystalline rocks. Geol. Ass. Can., Special Paper 33, pp. 19-38.
- French B.M. 1964. Graphitization of organic material in a progressively metamorphosed Precambrian iron formation. *Science*, 146:917-918.
- Fyfe W.S. & Henley R.W. 1973. Some thoughts on chemical transport processes with particular reference to gold. *Min. Sci. Engin.*, 5:295-303.
- Gasparrini C. 1983. The mineralogy of gold and its significance in metal extration. *Can. Inst. Min. Metal.*, **76**:144-153.
- Gasparrini C. 1993. Gold and other precious metals: from ore to market. Minmet Scientific Inc., Springer-Verlag.
- Gavelin S. 1957. Variations in isotopic composition of carbon from metamorphic rocks in northern Sweden and their geological significance. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 12:297-314.

Gebrin E. 1977. Projeto Araxá. Relatório de Etapa, Metago, 25 pp. (inédito).

- Grew E.S. 1974. Carbonaceous material in some metamorphic rocks of New England and other areas. *Jour. Geol.*, 82:50-73.
- Groves D.I., Phillips G.N., Ho S.E., Henderson C.A., Clark M.E., Woad G.M. 1984. Controls on distribution of Archaean hydrothermal gold deposits in Western Australia. In: Foster R.P. (ed.), Gold '82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Balkema, Rotterdam, pp. 689-712.
- Groves D.I., Phillips N., Ho S.E., Houstoun S.M., Standing C.A. 1987. Craton-Scale Distribution of Archean Greenstone Gold Deposits: Predictive Capacity of the Metamorphic Model. *Econ. Geol.*, 82:2045-2058.
- Guha J., Leroy J., Guha D. 1979. Significance of fluid phases associated with shear zone Cu-Au mineralisation in the Doré Lake Complex, Chibougamau, Quebec. *Bulletin de Mineralogie*, **102**:569-576.
- Guha J., Lu H.Z., Dubé B., Robert F., Gagnon M. 1991. Fluid Characteristics of Vein and Altered Wall Rock in Archean Mesothermal Gold Deposits. *Econ. Geol.*, 86:667-684.
- Hahn-Weinheimer P. & Hirner A. 1981. Isotopic evidence for the origin of graphite. *Geoch. Jour.*, 15:9-15.
- Hall D.L., Sterner S.M., Bodnar J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions. *Econ. Geol.*, 83:197-202.
- Hamilton L.H., Ramsden A.R., Stephens J.F. 1970. Fossiliferous graphite from Undercliff, New South Wales. *Geol. Soc. Austr.*, 17:31-38.
- Harris D.C. 1990. The mineralogy of gold and its relevance to gold recoveries. *Min. Depos.*, **25**:S3-S7.
- Harte B. & Hudson N.F.C. 1979. Pelite facies series and the temperatures and pressures of Dalradian metamorphism in East Scotland. In: Harris A.L., Holland C.H., Leake B.E. (eds.). The Caledonites of British Isles reviewed. Geol. Soc. London, Spec. Publ. 8:323-337.
- Hawthorne F.C. 1983. The crystal chemistry of the amphiboles. *Can. Mineral.*, **21**:173-480.
- Hayes J.M., Kapplan I.R., Wedeking K.W 1983. Precambrian organic geochemistry: Preservation of the record. In: J.W.Schopf (ed.). *Earth earliest biosphere: its origin and evolution*. Princeton Univ. Press, p. 93-135.
- Hayes J.M., Popp B.N., Takigiku R., Johnson M.W. 1989. An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 40:2961-2972.
- Hirdes W. 1984. Different populations of gold particles as outlined by their silver content: a regional investigation in the Precambrian Kimberley Reef Placer of the East Rand Goldfield/Witwatersrand/ South Africa. In: Wauschkuhn *et al.*, eds). Syngenesis and *epigenesis in the formation of mineral deposits*. pp. 247-259.
- Ho S.E. 1987. Fluid inclusions: their potential as an exploration tool for Archaean gold deposits. In: Ho S.E. & Groves D.I. (eds). *Recent advances in understanding Precambrian gold deposits. Geol.* Dept. & Univ. Ext., Univ. Western Australia 11:239-263.
- Ho S.E., Groves D.I., Phillips G.N. 1985. Fluid inclusions as indicators of the nature and source of ore fluids and ore depositional conditions for Archaean gold deposits of the Yilgarn Block,

Western Australia. Trans. Geol. Soc. South Africa, 88:149-158.
Ho S.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Mikucki E.J. 1992. The source of ore fluids and solutes in Archaean lode-gold deposits of Western Australia. Jour. Volc. Geoth. Res., 50:173-196.

- Hoefs J. & Frey M. 1976. The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alkps. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **40**:945-951.
- Hoefs J. & Schidlowski M. 1967. Carbon isotope composition of carbonaceous matter from the Precambrian of the Witwatersrand System. Science, 155, 1096-1097.
- Holland T.J.B. & Powell R. 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 2. Data and results. *Jour. Metam. Geol*, 3:343-370.
- Holland T.J.B. & Powell R. 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations in the system: K₂O-Na₂O-CaO-MgO -MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-C-H₂-O₂. Jour. Metam. Geol., 8:89-124.
- Huston D.L. & Large R.R. 1989. A chemical model for the concentration of gold in volcanogenic massive sulphide deposits. *Ore Geol. Rev.*, 4:171-200.
- Hutchinson R.W. & Burlington J.L. 1984. Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In: Foster R.P. (ed.), Gold '82: the geology, geochemistry and genesis of gold deposits. Balkema, Rotterdam, pp.339-371.
- Hutchinson R.W. 1973. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. *Econ. Geol.*, 68:1223-1246.
- Hutchinson R.W. 1993. A multi-stage, multi-process genetic hypothesis for greenstone-hosted gold lodes. Ore Geol. Rev., 8:349-382.
- Hyndman D.W. 1985. Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks. McGraw-Hill, New York, 786pp
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. Jour. Ear. Sci.*, 8:523-548.
- Jemielita R.A., Davis D.W., Krogh T.E. 1990. U-Pb evidence for Abitibi gold mineralization postdating greenstone magmatism and metamorphism. *Nature*, 346:831-834.
- Jensen L.S. 1976. A new method of classifying sub-alkalic volcanic rocks. Ontario Division of Mines, Miscellaneous Paper 66.
- Jost H. & Oliveira A.M. 1991. Stratigraphy of the greenstone belts, Crixás region, Goiás, Central Brazil. Jour. Sou. Am. Ear. Sci., 4:201-214.
- Jost H., Carmelo A.C., Meneses P.R. 1994. Litologias, relações de contato e estrutura do Bloco Caiamar, Crixás, Goiás. SBG, Simp. Geol. Centro-Oeste, 4, Anais, pp. 18-20.
- Jost H., Figueiredo A.M.G., Ferreira A.V. 1996a. Are all detrital metasedimentary rocks of the Crixás Greenstone Belts archean and of the same provenance? A discussion based on REE geochemistry. Symposium Archean of the South American Platform, I, Brasília, *Extended Abstracts*, p. 44-46.
- Jost H., Theodoro S.M.C.H., Figueiredo A.M.G., Boaventura G.R. 1996b. Propriedades geoquímicas e proveniência de rochas metassedimentares detríticas arqueanas dos greenstone belts de Crixás e Guarinos, Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, **26**:151-166

Kaufman A.J., Hayes J.M., Knoll A.H., Germs J.G.B. 1991. Isotopic

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

compositions of carbonates and organic carbon from Upper Proterozoic successions in Namibia: stratigraphic variation and the effect of diagenesis and metamorphism, *Prec. Res.*, **49**:301-327.

- Kaufman A.J., Knoll A.H., Awramik S.M. 1992. Biostratigraphic and chemostratigraphic correlation of Neoproterozoic sedimentary successions: Upper Tindir Group, northwestern Canada, a test case. *Geology*, 21:181-185.
- Keith M.L. & Weber J.N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 28:1787-1816.
- Kepezhinskas K.B. & Khlestov V.V. 1977. The petrogenetic grid and subfacies for middle-temperature metapelites. *Jour. Petrol.*, 18:114-143.
- Kepezhinskas K.B. 1973. Pressure variability during medium temperature metamorphism of meta-pelites. *Lithos*, 6:145 158.
- Kerrich R. 1989. Litophile Element Systematics of Gold Vein Deposits in Archean Greenstone Belts: Implications for Source Processes. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.) *The geology* of gold deposits: the perspective in 1988. Econ. Geol. Monograph 6:508-519.
- Kerrich R. 1991. Mesothermal gold deposits: a critique of genetic hypothesis. In: F. Robert, P.A. Sheaman, S.B. Green (eds.), *Greenstone gold crustal evolution.* Geol. Ass. Can., 13-31.
- Kerrich R. 1993. Perspectives on genetic models for lode gold deposits. *Miner. Depos.*, **28**:362-365.
- Kerrich R. & Fryer B.J. 1979. Archaean precious-metal hydrothermal systems, Dome Mine, Abitibi Greenstone Belt. II. REE and oxygen isotope relations. *Can. Jour. Ear. Sci.*, 16:440-458.
- Kerrick D.M. & Jacobs G.K. 1981. A modified Redlich-Kwong equation for H₂O, CO₂ and H₂O-CO₂ mixtures at elevated pressures and temperatures. *Am. Jour. Sci.*, **281**:735-767.
- Knoll A.H. & Walter M.R. 1992. Late Proterozoic stratigraphy and Earth history. *Nature*, **356**:673-678.
- Knoll A.H., Hayes J.M., Kaufman A.J., Sweet K., Lambert I.B. 1986. Secular variations in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. *Nature*, **321**:832-838.
- Koons P.O. & Thonpsom A.B. 1985. Non-mafic rocks in the greenschsit, blueschist and eclogite facies. *Chem. Geol.*, **50**:3-30.
- Kretschmar U. & Scott S.D. 1976. Phases relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can. Mineral.*, 14:364-386.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. Am. Mineral., 68:277-279.
- Kuyumjian R.M. 1981. Geologia e mineralizações auríferas do greenstone gelt da Faixa Crixás-GO. Tese de Mestrado 17, Departamento de Geociências-UnB, 67 pp. (inédito).
- Kuyumjian R.M. 1990. Mobilidade de Elementos Terras Raras em Metabasaltos de Baixo (Crixás. e Alto (Chapada) Graus Metamórficos. Geoch. Brasilie., 4:1-8. Kuyumjian R.M. & Araújo Filho J.O. 1984. Contribuição à Tectônica do "Greenstone Belt" da Faixa Crixás. Rev. Bras. Geoc., 14:92-96.
- Kuyumjian R.M. & Dardenne M.A. 1982. Geochemical Characteristics of the Crixás Greenstone Belt, Goiás, Brazil. *Rev.*

Bras. Geoc., 12:324-330.

- Kuyumjian R.M. & Dardenne M.A. 1983. O controle das mineralizações auríferas no "greenstone belt" da Faixa Crixás-GO. Anais do I Simpósio sobre Mineralizações Auríferas no Estado da Bahia, pp. 56-59.
- Kuyumjian R.M. & Teixeira N.A. 1982. Um Novo Tipo de Estrutura em Lavas Ultramáficas: "Greenstone Belt" Crixás, GO. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:572-577.
- Labotka T.C. 1981. Petrology of an andalusite-type regional metamorphic terrain, Funeral Mountains, California. Am. Miner., 65:670-689.
- Lambert I.B., Phillips G.N., Groves D.I. 1984. Sulphur isotope compositions and genesis of Archean gols mineralization, Australia and Zimbabwe. In: Foster R.P. (ed.), *Gold* '82, pp. 373-387.
- Landergren S. 1955. A note on the isotope ratio 12C/13C in metamorphosed Alum shale. Geoch. Cosmoch. Acta., 7:240-241.
- Landis C.A. 1971. Graphitization of dispersed carbonaceous material in metamorphic rocks. *Contr. Min. Petrol.*, **30**:34-45.
- Large R.R., Huston D.L., McGoldrick P.J., Ruxton P.A., McArthur G. 1989. Gold distribution and genesis in Australian volcanogenic massive sulfide deposits and their significance for gold transport. models. In: Keays R.R., Ramsay W.R.H., Groves D.I. (eds.), *The geology of gold deposits: the perspective in 1988*, Econ. Geol. Monograph 6:520-536.
- Lindenmayer Z.G. & Bocalon V.L.S. 1997. Caracterização da Mineralização Primária da Mina de Au do Igarapé Bahia, Serra dos Carajás. In: Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros. DNPM/DIREX. PADCT/GTM. p. 17-20.
- Mackay R.A. 1943. The purity of native gold as a criterion in secondary enrichment. *Econ. Geol.*, **39**:56-68
- Magalhães L.F. 1991. Cinturão de cisalhamento de empurrão Córrego Geral-Meia Pataca: geologia, deformação, alteração hidrotermal e mineralizações auríferas associadas (Crixás, Goiás). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-UnB, 233 pp. (inédito).
- Magalhães L.F. & Nilson A.A. 1993a. Controle litoestrutural e características da mineralização aurífera da região do Córrego Geral-Meia Pataca, Crixás (GO). SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo*, 16:25-49.
- Magalhães L.F. & Nilson A.A 1993b. Litogeoquímica de rochas do cinturão de cisalhamento de empurrão Córrego Geral-Meia Pataca, greenstone belt de Crixás, Goiás. In: SBGq, Congr. Bras. Geoqu.,
 4, Resumos Expandidos, pp. 120-122.
- Magalhães L.F., Castro J.H.G., Borges O.C. 1984. Geologia, prospecção e pesquisa de ouro no greenstone belt de Crixás: algumas considerações. Encontro Regional do Ouro de Goiás, 1, pp. 26-51.
- Magalhães L.F., Lobo R.L.M., Botelho L.C.A. Pereira R.C. 1988. Depósito de Ouro de Meia-Pataca, Crixás-GO. In: C. Schobbenhaus & C.E.S. CoeIho (eds.). Principais Depósitos Minerais do Brasil, Vol. III, Cap. 35, pp. 499-522., DNPM/CVRD, Brasília, DF.
- Margaritz M., Holser W.T., Kirschvink J.L. 1986. Carbon isotope

events across the Precambrian/Cambrian boundary on the Siberian Platform. *Nature*, **320**:258-259.

- Márquez Godoy M.A. & Gaspar J.C. 1997. Caracterização Mineralógica do Minério, Concentrado e Rejeito da Flotação da Mina São Bento (MG). In: Caracterização de Minérios e Rejeitos de Depósitos Minerais Brasileiros. DNPM/DIREX. PADCT/ GTM. p. 9-12.
- Maurice F., Meny L., Tixier R. 1979. *Mcroanalysis and scanning* eletronic micropobe. Les Editions de Physique, Orsay, 530 p.
- McKirdy D.M. & Powell T.G. 1974. Metamorphic alteration of carbon isotopic composition in ancient sedimentary organic matter: new evidence from Australia and South Africa. *Geology*, **2**:591-595.
- McNaughton N.J. & Dahl N. 1987. A geochronological framework for gold mineralization in the Yilgarn Block, Western Australia.
 In: Ho S.E. & Groves D.I. (eds) *Recent advances in understanding Precambrian gold deposits*. Geol. Dept. & Univ. Ext., Univ. Western Australia 11:29-49.
- Miyashiro A. 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen and Unwin, London, 492 pp
- Miyashiro A. 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. Annual Review on Earth and Planetary Sciences, pp. 251-269.
- Montalvão R.M.G., Lopes L.M., Pereira L.G.M. 1981. Petrologia dos Komatiitos de Crixás-Goiás. SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo*, 10: 89-113.
- Montalvão R.M.G., Hildred P.D., Bezerra P.E.L., Prado P., Silva S.J. 1982. Petrographic and chemical aspects of the mafic-ultramafic rocks of the Crixás, Guarinos, Pilar de Goiás-Hidrolina and Goiás greenstone belts, central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 12:331-347.
- Morikiyo T. 1984. Carbon isotopic study on coexisting calcite and graphite in the Ryoke metamorphic rocks, northern Kiso district, central Japan. *Contr. Mineral. Petrol.*, **87**:251-259.
- Moritz R.P., Crocket J.H., Dickin A.P. 1990. Source of lead in the gold-bearing quartz-fuchsite vein at the Dome mine, Timmins area, Ontario, Canada. *Mineral. Dep.*, **25**:272-280.
- Morrison G.W., Rose W.J., Jaireth S. 1991. Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geol. Rev.*, **6**:333-364.
- Mossman D.J. & Thompson-Rizer C.L. 1993. Toward a working nomenclature and classification of organic matter in Precambrian (and Phanerozoic) sedimentary rocks. *Prec. Res.*, **61**:171-179.
- Mottl M.J. 1983. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**:161-180.
- Ochler D.Z., Schopf J.W., Kvenvolden K.A. 1972. Carbon isotopic studies of organic matter in Precambrian rocks. *Science*, 175:1246-1248.
- Park R. & Epstein S. 1960. Carbon isotope fractionation during photosynthesis. Geoch. Cosmoch. Acta., 21:110-126.
- Perring C.S., Groves D.I., Ho S.E. 1987. Constraints on the source of auriferous fluid for Archaean gold deposits. In: Ho S.E. & Groves D.I. (eds) Recent advances in understanding Precambrian gold deposits. GeoI. Dept. & Univ. Ext., Univ. Western Australia 11:287-386.
- Perry Jr. E.C. & Tan F.C. 1972. Significance of Oxygen and Carbon Isotope Variations in Early Precambrian Cherts and Carbonate

Rocks of Southern Africa. Geol. Soc. Am. Bull., 83:647-664.

- Petruk W. 1989. Recent progress in mineralogical investigations related to gold recovery. *Can. Inst. Min. Met.*, **82**:37-39.
- Phillips G.N. & Groves D.I. 1983. The nature of Archaean goldbearing fluids as deduced from gold deposits of Western Australia. *Jour. Geol. Soc. Austr.*, **30**:25-39
- Phillips G.N. & Powell R. 1992. Gold-only provinces and their common features. James Cook Univ., EGRU, Contribution 43, pp. 1-27.
- Phillips G.N., Groves D.I., Neall F.B., Donnelly T.H., Lambert I.B. 1986. Anomalous sulfur isotope compositions in the Golden Mile, Kalgoorlie. *Econ. Geol.*, 81:2008-2015.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992a. Neoproterozoic crustal accretion in Central Brazil. *Geology*, 20(4):375-379.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992b. Características geoquímicas e isotópicas de unidades metavulcânicas e ortognáissicas Neoproterozóicas do oeste de Goiás. SBG, Núcleo Centro-Oeste, *Boletim Informativo*, 15:1-21.
- Pimentel M.M. & Fuck R.A. 1992c. Origin of orthogneiss and metavolcanic rock units in western Goiás: Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geoch. Brasiliensis*, 5:133-152.
- Pimentel M.M., Whitehouse M.J., Vianna M.G., Fuck R.A., Machado N. 1997. The Mara Rosa arc in the the Tocantins Province: further evidence for Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. Prec. Res., 81:299-310
- Pimentel M.M., Fuck R.A., Junges S. 1998. New Sm-Nd isotopic constraints for the age of metamorphic events in the Neoproterozoic Brasília Belts, Central Brazil. In: International Conference on Precambrian ans Craton Tectonics - International Conference on Basement Tectonics, 14., *Abstracts...*UFOP-International Basement Tectonics Association, Ouro Preto, 50-52.
- Portocarrero J.L.T. 1996. *Geologia da jazida aurífera Mina Nova*, greenstone belt *de Crixás (GO)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-UnB 102 pp. (inédito).
- Potter R.W., Clynne M.A., Brown B.L. 1978. Freezing point depression of aqueous sodium-chloride solutions. Economic *Geology*, **73**:284-285.
- Poty B., Leroy J., Jachimowicz L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des témperatures sous le microscope: l'installation de microthermométrie Chaixmeca. *Bulletin de Minéralogie*, 99:182-186.
- Powell R. & Holland T.J.B. 1985. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 1. Methods and a worked example. *Jour. Metam. Geol*, 3:327-342.
- Powell R. & Holland T.J.B. 1988. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Jour. Metam. Geol.*, 6:173-204.
- Powell R. & Holland T.J.B. 1990. Calculated mineral equilibria in the pelite system, KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O). Am. Mineral., **75**:367 - 380.
- Prior D.J., 1987. Syntectonic porphyroblast growth in phyllites: textures and processes. *Jour. Metam. Geol.*, 5:27-39.
- Queiroz C.L. 1995. Caracterização dos domínios estruturais e da

Caracterização dos Depósitos Auríferos em Distritos Mineiros Brasileiros

arquitetura do greenstone belt de Crixás, GO. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências-UnB, pp. (inédito).

- Queiroz C.L. 2000. Evolução tectono-estrutural dos terrenos granito-greenstone belt de Crixás, Brasil Central. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 209p.
- Queiroz C.L., Fortes P.T.F.O., Alkmim F.F., Jost H., Kuyumjian R.M. 1997. Relações entre o controle estrutural da Mina III e a evolução estrutural do greenstone belt de Crixás, GO. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 4, pp. 343-345.
- Quinn A.W. & Glass H.D. 1958. Rank of coal and metamorphic grade of rocks of the Narraganset Basin of Rhode Island. *Econ. Geol.*, 53:563-576.
- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural process: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chem. Geol.*, 37:29-48.
- Rankama K. 1948. New evidence of the origin of Precambrian carbon. Bull. Geol. Soc. Am., 59:389-416.
- Rankama K. 1950. Corycium Resuscitatum: a discussion. *Jour. Geol.*, 58:75-79.
- Rankama K. 1954a. The isotopic constitution of carbon in ancient rocks as an indicator of its biogenic or non-biogenic origin. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 5:142-152.
- Rankama K. 1954b. Early Pre-cambrian carbon of biogenic origin from the Canadian Shield. Science, 119:506-507.
- Reed M.H. 1983. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits. *Econ. Geol.*, 78:466-485.
- Reeder R.J. 1983. Crystal chemistry of rhombohedral carbonates. In: Feeder R.J. (ed.). Carbonates: mineralogy and Chemistry. Miner. Soc. Am., *Reviews in Mineralogy* 11, 394 pp.
- Reimer T.O. 1984. Graphite in Precambrian rocks of Southern Africa: implications on the carbon content of metamorphic rocks. *Prec. Res.*, 26:223-234.
- Resende M.G., Jost H., Lima B.E.M., Teixeira A.A. 1999. Proveniência e idades modelo Sm-Nd das rochas siliciclásticas arqueanas dos greenstone belts de Faina e Santa Rita, Goiás. Rev. Bras. Geoc., 29:281-290
- Robert F. & Kelly W.C. 1987. Ore-Forming Fluids in Archean Gold-Bearing Quartz Veins at the Sigma Mine, Abitibi Greenstone Belt, Quebec, Canada. *Econ. Geol.*, 82:1464-1482.
- Robert F. 1990. Dating old gold deposits. Nature, 346:792-793.
- Robert F. 1991. Gold Metallogeny of greenstone belts: Considerations from the eastern Abitibi Subprovince, Canada. In: Ladeira E.A. (ed.) Gold '91: The economic geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Balkema, Rotterdam, pp. 31-47.
- Roedder E. 1984. Fluid iclusions. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, Mineral. Soc. Am., 644 pp.
- Romberger S.B. 1988. Geochemistry of gold in hydrothermal deposits. In: Shawe D.R. & Ashley R.P. (eds.) Introduction to geology and resources of gold and geochemistry of gold. U.S.G.S. Bulletin 1857-A:A-9-A-25.
- Ronde C.E.J., Kamo S., Davis D.W., de Wit M.J., Spooner E.T.C. 1991. Field, geochemical and U-Pb isotopic constraints from hypabissal felsic intrusions within the Barberton greenstone belt, South Africa: Implications for tectonics and the timing of gold

mineralisation. Prec. Res., 49:261-280.

- Rye R.O. & Ohmoto H. 1979, Sulfur and Carbon Isotopes and Ore genesis: A Review. *Econ. Geo.*, **69**:826-842.
- Saboia L.A. 1979. Os greenstone belts de Crixás e Goiás, GO. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo, 9:43-72.
- Saboia L.A. & Teixeira N.A. 1980. Lavas ultrabásicas da unidade basal do greenstone belt de Crixás (GO): uma nova classe de rochas ultrabásicas no Estado de Goiás. *Rev. Bras. Geoc.*, 10:28-42.
- Saboia L.A. & Teixeira N.A. 1983. Ultramafic flows of the Crixás greenstone belt, Goiás, Brazil. Prec. Res., 22:23-40.
- Saboia L.A., Teixeira N.A., Castro J.H.G., Teixeira A.S. 1981. Geologia do greenstone belt de Crixás (GO) e suas implicações geotectônicas. Simp. Cráton de São Francisco e suas Faixas Marginais, Anais, Parte II, pp. 39-50.
- Santosh M., Philip R., Jacob M.K., Omana P.K. 1992. Highly pure placer gold formation in the Nilambur Valley, Wynad Gold Field, southern India. *Mineral. Dep.*, 27:336-339.
- Schandl E.S., Davis D.W., Krogh T.E. 1990. Are the alteration halos of massive sulfide deposits syngenetic? Evidence from U-Pb dating of hydrothermal rutile at the Kidd volcanic center, Abitibi subprovince, Canada. *Geology*, 18:505-508.
- Scheele N. & Hoefs J. 1992. Carbon isotopic fractionation between calcite, graphite and CO₂: and experimental study. *Contr. Mineral. Petrol.*, 112:35-45.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. 1975. Precambrian sedimentary carbonates: carbon and oxygen isotope geochemistry and implications for the terrestrial oxygen budget. *Prec. Res.*, 2:1-69.
- Schidlowski M., Eichmann R., Junge C.E. 1976. Carbon isotope geochemistry of the Precambrian Lomagundi carbonate province, Rhodesia Geoch. Cosmoch. Acta, 40:449-455.
- Schidlowski M., Appel P.W.U., Eichmann R., Junge C.E. 1979. Carbon isotope geochemistry of the 3.7 x 10⁹-yr-old Isua sediments, West Greenland: implications for the Archaean carbon and oxygen cycles. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 43:189-199.
- Schoell M. & Wellmer F.W. 1981. Anomalous ¹³C depletion in early Precambrian graphites from Superior Province, Canada. *Nature*, 290:696-699.
- Schopf J.W., Oehler D.Z., Horodyski R.J., Kuenvolden K.A. 1971. Biogenicity and significance of the oldest known stromatolites. *Jour. Paleont.*, 45:477-485.
- Smith J.V. 1974. Feldspar minerals. 1 Crystal structures and physical properties. Springer-Verlag, 627 pp.
- Smith T.J., Cloke P.L., Kesler S.E. 1984. Geochemistry of fluid inclusions from the McIntyre-Hollinger gold deposit, Timmins, Ontario, Canada. *Econ. Geol.*, 79:1265-1285.
- Sourirajan S. & Kennedy G.C. 1962. The system H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures. *Am. Jour. Sci.*, 260:115-141.
- Spear F.S. & Cheney J.T. 1989. A petrogenetic grid for pelites schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O H₂O. *Contr. Mineral. Petrol.*, **101**:149-164.
- Spear F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability in amphibolite. Am. Jour. Sci., 281:697-734.
- Spear F.S. 1989. Petrologic determination of metamorphic pressure-

temperature-time paths. In: Spear F. & Peacock S.M. 1989. *Metamorphic pressure-temperature-time paths.* Short Course in Geology. vol. 7, 28th IGC 1-55.

Spear F.S. 1993. Metamorphic phase equilibria and pressuretemperature-time paths. Mineral. Soc. Am. Monograph, 799 p.

Spear F.S., Ferry J.M., Rumble III D. 1982. Analytical formulation of phase equilibria: The Gibbs' method. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* 10:105-152.

Spooner E.T.C. 1981. Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In: Hollister L.S & Crawford M.L. (eds.) Short course in fluid inclusions: applications to petrology, Mineral. Ass. Can., pp.209-240.

Spooner E.T.C. 1991. The magmatic model for the origin of Archean Au-quartz vein ore systems: An assessment of the evidence. In: Ladeira E.A. (ed.) Gold '91: The economics geology, geochemistry and genesis of gold deposits, Balkema, Rotterdam, pp. 313-318.

Spooner E.T.C. & Fyfe W.S. 1973. Sub-sea-floor metamorphism, heat and mass transfer. *Contr. Mineral. Petrol.*, 42:287-304.

Strauss H. 1986. Carbon and sulfur isotopes in Precambrian sediments from the Canadian Shield. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **50**:2653-2662.

Teixeira N.A., Saboia L.A., Ferreira M.C.B., Teixeira A.S., Castro J.H.G. 1981. Estruturas e texturas das lavas ultrabásicas e básicas do greenstone belt de Crixás, Goiás, Brasil. SBG, Núcleo Centro-Oeste, Boletim Informativo 10:33-87.

Theodoro S.M.C.H. 1995. *Ambiente de sedimentação da Formação Ribeirão das Antas, Grupo Crixás* - GO. Dissertação de Mestrado 105, Instituto de Geociências-UnB, 88 pp. (inédito).

Theodoro S.H. & Jost H. 1994. Modelo deposicional dos metassedimentos do greenstone belt de Crixás. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 38, Resumos Expandidos, pp. 76-77.

Thompson Jr. J.B. 1982. Compositional space: an algebric and geometric approach. Mineral. Soc. Am., *Reviews in Mineralogy*, **10**:1-32.

Thomson M.L. 1986. Petrology of the Crixás Gold Deposit, Brazil: Evidence for Gold Associated with Hydrothermal Alteration Subsequent to Metamorphism. In: MacDonald A.J. (ed.) Proceedings of Gold '86: An International Symposium on the Geology of Gold, pp. 284-296.

Thomson M.L. 1987. *The Crixás gold deposit, Brazil: metamorphism, metasomatism and gold mineralization.* PhD. Thesis, Univ. Western Ontario, Ontario, Canada. 345 pp (inédito).

Thomson M.L. 1991a. Multiphase deformation and metamorphism of the Crixás greenstone belt, Goiás, Brazil: Evidence from poikiloblast inclusion trails and metamorphic mineral assemblages. *Jour. South Am. Earth Sci.*, 4:119-130.

Thomson M.L. 1991b. Wall-Rock Alteration Related to Au Mineralization in the Low Amphibolite Facies: Crixás Gold Mine, Goiás, Brazil. Can. Mineral., 29:461-480.

Thomson M.L. & Fyfe W.S. 1990. The Crixás gold deposit, Brazil: thrust-related postpeak metamorphic gold mineralization of possible Brasiliano Cycle age. *Econ. Geol.*, 85:928-942. Titley S.R. 1989. Regional variation of silver and gold ratios in vein ores of Arizona. Econ. Geol. Monograph 6:626-636.

- Valley J.W. 1986. Stable isotope geochemistry of metamorphic rocks. In: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes. Mineral. Soc. Am, *Reviews in Mineralogy* 16:445-489.
- Valley J.W. & O'Neil J.R. 1981. ¹³C/¹²C exchange between calcite and graphite: a possible thermometer in Grenville marbles. *Geoch. Cosmoch. Acta*, **45**:411-419.

Veizer J. & Hoefs J. 1976. The nature of O¹⁸/O¹⁶ and C¹³/C¹² secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 40:1387-1395.

- Veizer J., Hoefs J., Lowe D.R., Thurston P.C. 1989a. Geochemistry of Precambrian carbonates: II. Archean greenstone belts and Archean sea water. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53:859-871.
- Veizer J., Hoefs H., Ridler R.H., Jensen L.S., Lowe D.R. 1989b. Geochemistry of Precambrian carbonates: I. Archean hydrothermal systems. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53:845-857.

Wada H. & Suzuki D. 1983. Carbon isotopic thermometry calibrated by dolomite-calcite solvus temperatures. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 47: 697-706.

Wang P. & Spear F.S. 1991. A field and theoretical analysis of garnet + chlorite + chloritoid + biotite assemblages from the Tri-State (MA, CT, NY) area, USA. Contr. Mineral. Petrol., 106:217-235.

Weiss P.L., Friedman I., Gleason J.P. 1981. The origin of epigenetic graphite: evidence from isotopes. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45:2325-2332.

Winkler H.G.F. 1976. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York, 255 pp.

Wise D.U., Dunn D.E., Engelder J.T., Geiser P.A., Hatcher R.D., Kish S.A., Odom A.L., Schamel S. 1984. Fault-related rocks: suggestions for terminology. *Geology*, 12:391-394.

Xavier R.P, Foster R.P., Fallick A.E., Alderton D.H. 1994. Potential fluid reservoirs for mesothermal gold deposits in the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Comunicaciones*, 45:13-22.

Yamaoka W.N. & Araújo E.M. 1986. Mineralização de ouro da Mina III: In: SBG, Congr. Bras. Geol., 34, Roteiro de Excursões, pp. 77-78.

Yamaoka W.N. & Araújo E.M. 1988. Depósito de ouro Mina III, Crixás, Goiás. In C. Schobbenhaus & C.E.S. Coelho (eds.) Principais Depósitos Minerais do Brasil. DNPM/CVRD, Brasília, Vol III, Cap. 34, pp 491-498..

Yardley B.W.D. 1989. An Intruduction to Metamorphic Petrology. Longman Earth Science Series, 248 pp.

Zane A. & Weiss Z. 1998. A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data. *Atti Accad. Nazionale Lincei*, 9:51–56.

Zen E-an 1966. Construction of pressure-temperature diagrams for multicomponent systems after the method of Schreinemakers: A geometric approach. U.S.G.S., Bulletin. 1225, 56 p. Ferro de Oliveira Fortes P., Gaspar J.C., Coelho R.F., Giuliani Gaston, Jost H., Da Costa C.N., De Moraes R., Kuyumjian R.D., Santos R.V., Pimentel M.M. (2001).

Geologia das jazidas auriferas mina 3 e mina nova, Greenstone Belt de Crixas (GO).

In : Caracterizacao de depositos auriferos em distritos mineiros brasileiros.

Brasilia (BRA) ; Brasilia : Ministerio de Minas e Energia ; DNPM, 243-300.