ALTERAÇÃO HIDROTERMAL DAS ROCHAS MÁFICAS DO ALVO ESTRELA (Cu-Au), SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ

ANDRÉ FLECK¹, ZARA GERHARDT LINDENMAYER¹ & FERNANDO DE CASTRO PAULA²

Resumo As rochas hospedeiras do Alvo Estrela (Cu-Au), na região da Serra dos Carajás, são andesitos e gabros pertencentes ao Grupo Grão Pará, do Supergrupo Itacaiúnas, formados a 2,7Ga. As rochas do alvo correspondem a uma sequência de 400-600m de espessura de andesitos e gabros. Texturas ígneas reliquias do tipo ofítica e subofítica ainda estão preservadas. A origem do gabro e do andesito está possivelmente relacionada a arcos magmáticos, como sugere a razão Sc/Ti do gabro $0,02-2,28 \times 10^{-3}$ e $3,25 \times 10^{-3}$ - $1,67 \times 10^{-3}$ do andesito. Os andesitos apresentam maiores conteúdos de ETR ($\Sigma\text{ETR} = 90,50$ a $471,67$ ppm) do que os gabros ($\Sigma\text{REE} = 43,76$ a $230,57$ ppm), o que pode refletir o conteúdo ígneo original ou um estágio avançado de alteração. As rochas hospedeiras do Alvo Estrela Cu-Au foram afetadas por uma alteração sódico-cálcica inicial seguida por uma alteração potássica, acompanhada de ferrificação e sulfetação, que transformou os protólitos ígneos em rochas ricas em biotita. A alteração sódico-cálcica inicial é representada por hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita e menores quantidades de Fe e Mg-biotitas, Fe-epidoto e clorita. A alteração potássica se sobrepõe à alteração sódico-cálcica sendo composta de siderofilita, biotitas, Fe-epidoto, fluorita, minerais radioativos, quartzo, chamosita, dravita, schorlita, magnetita, calcopirita, pirita, pirrotita, molibdenita e menores quantidades de bornita. O estágio de alteração tardio é representado por greisenização desenvolvida em zonas específicas, principalmente no andesito. A assembléia do greisen é constituída de quartzo, zinwaldita, Li-muscovita, dravita-schorlita, fluorita, topázio, titanita, F-apatita e clorita. O último estágio de alteração pós-data tanto a mineralização como a greisenização. É marcado por fases de baixa temperatura, como chamosita, topázio, quartzo e turmalina. Esta sequência de alteração sugere que fluidos quentes responsáveis pela alteração potássica e albitização eram oxidados e alcalinos apresentando altas atividades de K e Cl adicionadas a alta razão Na/Ca. Durante o resfriamento é provável que tenha havido uma diminuição na razão Na/Ca, acompanhada de um aumento na atividade de F, como evidenciado pela maciça presença de fluorita. Durante o estágio de greisenização o fluido se tornou reduzido e ácido, permitindo a estabilização de Li-muscovitas e as demais fases presentes no greisen.

Palavras chave: Depósito de Cu-Au, Alvo Estrela, Serra dos Carajás

Abstract *ESTRELA Cu-Au DEPOSIT, SERRA DOS CARAJÁS, PARÁ: HYDROTHERMAL ALTERATION.* The host rocks of the Estrela Cu-Au deposit in the Serra dos Carajás region are andesites and gabbros of the Grão Pará Group, of the Itacaiunas Supergroup, formed at 2.7 Ga. The deposit is in a 400-600 m thick sequence of altered andesites and gabbros still presenting relict ophitic to subophitic-type igneous textures. The gabbros and andesites are possibly related to magmatic arc origin, as suggested by Sc/Ti ratios of $0.02-2.28 \times 10^{-3}$ for the gabbros and 3.25×10^{-3} - 1.67×10^{-3} for the andesites. The andesites present higher REE content ($\Sigma\text{REE} = 90.50$ a 471.67 ppm) than the gabbros ($\Sigma\text{REE} = 43.76$ a 230.57 ppm), what may reflect the original igneous content or an advanced alteration stage. The host rocks of the Estrela Cu-Au Deposit have been affected by an early calcic-sodic alteration followed by a potassic alteration, accompanied by ferrification and sulfidation, which transformed the igneous protoliths into biotite-rich rocks. The early calcic-sodic alteration is represented by hastingsite, Fe-pargasite, Fe-hornblende, oligoclase-andesine, albite, quartz, magnetite and minor Fe-biotite, Fe-epidote and chlorite. The potassic alteration overprinted the calcic-sodic mineral assemblage and is characterized by siderophyllite, biotite, Fe-epidote, fluorite, radioactive minerals, quartz, chamosite, dravite, schorlite, magnetite, chalcopyrite, pyrite, pyrrhotite, molybdenite and minor bornite. The late alteration stage is a greisenization developed at localized sites mainly in the andesites. The greisen mineralogy is quartz, zinwaldite, Li-muscovite, dravite-schorlite, fluorite, topaz, titanite, F-apatite and chlorite. Calcite, chamosite, topaz, quartz and tourmaline veins post date the mineralization and greisenization. This alteration sequence suggests that the hotter fluids, associated with the potassic alteration and albitization were oxidizing alkaline and held high K and Cl activities in addition to high Na:Ca ratios. During the cooling path a decreasing in the Na:Ca ratio probably occurred accompanied by a sharp increasing of F activity, as evidenced by the massive presence of fluorite. During the greisenization stage the fluids became reducing and acidic permitting the stabilization of the Li-muscovites and the other greisen mineral assemblages.

Keywords: Cu-Au Deposit, Alvo Estrela, Serra dos Carajás

INTRODUÇÃO A Província Mineral de Carajás ocupa hoje uma posição de destaque em escala mundial. Localizada no SE do estado do Pará, sua importância é inquestionável, pois além dos depósitos de ferro e manganês de alto teor, descobertos no fim da década de 1960, possui depósitos de Cu-Au, sendo alguns de classe internacional como, Salobo, Sossego-118 e Igarapé-Bahia-Alemão. Estudos continuados vêm sendo realizados nesses depósitos e dados recentes (Lindenmayer et al. 2005; Dreher 2004; Botelho et al. 2004; Tallarico et al. 2004, Galarza et al. 2002;) permitiram identificar a existência de diversas feições comuns.

A sucessão dos estágios de alteração observados nas rochas

encaixantes dos depósitos é bastante semelhante. Contudo, a intensidade e extensão de cada estágio variam extremamente (Huhn & Nascimento 1997; Villas & Santos 2001; Dreher 2004; Botelho et al. 2004).

Uma alteração sódico-cálcica precoce e pervasiva é observada ao longo da província, estendendo-se desde o depósito Salobo-Pojuca, a N, até o depósito Cristalino, a SE (Réquia et al. 2002), semelhante à descrita no Distrito de Cloncurry, na Austrália (Milner 1993; Réquia et al. 2002). Essa alteração pré-data o minério de Cu-Au e sua ocorrência é generalizada, sugerindo que não exista relação entre ela e o evento principal de concentração do minério (Réquia et al. 2002).

1 - Programa de Pós-Graduação em Geologia - UNISINOS. Av. Unisinos, 950. CEP 93022-000 São Leopoldo, RS - Fleck.andre@gmail.com, zara@unisinos.br

2 - Curso de Graduação em Geologia- UNISINOS-CNPq-PIBIC. Av. Unisinos, 950. CEP 93022-000 São Leopoldo, RS - cpaula@design.unisinos.br

Figura 1 – Esboço geológico da Serra de Carajás (modificado de Docegeo 1988; Barros et al.2001; Lindenmayer et al. 2001).

A alteração potássica subsequente, somada ao enriquecimento de Fe e sulfetação, é característica das mineralizações de Cu-Au de Carajás, predominando em depósitos como Salobo e Gameleira, embora esteja ausente no depósito de Igarapé-Bahia, onde predomina a alteração clorítica (Lindenmayer et al. 2001; Dreher 2004; Tallarico et al. 2004).

Contudo, grandes controvérsias existem sobre esses depósitos, principalmente no que tange à idade do minério, origem dos metais e relação com os diversos eventos de intrusão granítica identificados na região (Mellito & Tassinari 1998; Marschik et al. 2002; Pimentel et al. 2003).

A caracterização petrográfica e geoquímica das rochas hospedeiras e do Alvo Estrela, apresentada a seguir, traz novos dados, enriquecendo e contribuindo para o conhecimento geológico dos processos de alteração hidrotermal, concentradores do minério de Cu-Au dos depósitos minerais da região.

CONTEXTO GEOLÓGICO DA SERRA DOS CARAJÁS

A Serra dos Carajás, onde se encontra o Alvo Estrela, localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico (figura 01). A região pode ser dividida basicamente em duas grandes unidades geológicas, sendo a primeira constituída pelo embasamento granítico-gnáissico deformado e a segunda por uma unidade vulcano-plutono-sedimentar.

O embasamento deformado é composto pelo Complexo Xingu, granítico-gnáissico, de idade 2.859 ± 4 Ma (Machado et al. 1991) e formado por gnaisses tonalíticos e trondhjemiticos, granitos, granodioritos, anfibolitos, paragneisses, rochas metabásicas, xistos máficos e tonalitos e pelos ortogranulitos do Complexo Pium de aproximadamente 3,0 Ga (DOCEGEO 1988; Araújo et al. 1988; Araújo & Maia 1991 e Oliveira et al. 1994).

A unidade vulcano-sedimentar neoarqueana (~2,7 Ga), que recobre de forma discordante o complexo granítico-gnáissico, é composta por diversas unidades cronocorrelatas agrupadas sob as denominações de Grupo Igarapé Salobo-Pojuca, Grupo Grão Pará e Grupo Igarapé Bahia (Beisiegel et al. 1973; DOCEGEO 1988; Gibbs et al. 1986; Olszewski et al. 1989). Estas rochas neoarqueanas são vulcânicas e subvulcânicas máficas a félsicas, formações ferríferas bandadas (Formação Carajás), rochas sedimentares e vulcanoclásticas félsicas a máficas.

A Formação Águas Claras (~2,6 Ga, Trendall et al. 1998), composta por depósitos clásticos e marinhos rasos a fluviais (Araújo & Maia 1991; Nogueira & Truckenbrodt 1994), recobre discordantemente as unidades anteriormente descritas.

Granitos alcalinos neoarqueanos como Estrela e Planalto (2,7 Ga) (Machado et al. 1991, Barros et al. 2001, Souza et al. 1996) e Salobo e Itacaiúnas (2,5 Ga) são frequentes na região, bem como granitos anorogênicos paleoproterozóicos (1,8 Ga),

Figura 2 – Mapa geológico do Alvo Estrela. Modificado de DOCEGEO (2002).

como os granitos Carajás, Cigano, Pojuca e Salobo jovem (Machado *et al.* 1991).

AMOSTRAGEM E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

Para a elaboração deste trabalho, parte da dissertação de mestrado do primeiro autor, foram descritas, amostradas e reinterpretadas três seções de sondagem do Alvo Estrela visando detalhar as relações entre rochas encaixantes, alterações hidrotermais, feições estruturais e a mineralização. O estudo foi baseado na descrição de 81 lâminas delgadas e polido-delgadas, seguido de 17 análises químicas de rocha total realizadas no laboratório ACTLABS, no Canadá. As amostras foram fundidas com metaborato/tetraborato de lítio. Os elementos maiores foram analisados por ICP, e os elementos traços e ETR, por ICP-MS. O FeO foi determinado por titulação e o Au por *fire assay*, com leitura por AA.

As análises minerais, efetuadas em 65 pontos de silicatos, óxidos, sulfetos, carbonatos e fosfatos, foram realizadas na microsonda eletrônica Cameca, modelo Camebax SX50, do Laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília - UnB. Foi utilizada a voltagem de excitação de 15kV, com uma corrente de 25nA, diâmetro de feixe de 5µm e tempo de análise de 10 segundos para cada elemento, sendo que os padrões consistiram em minerais naturais, vidros sintéticos e metais.

GEOLOGIA DO ALVO ESTRELA O Alvo Estrela localiza-se na porção leste da Serra dos Carajás, na Serra do Rabo (figura 1), no extremo SE do município de Parauapebas, no sudeste do Estado do Pará.

A área é constituída por um pacote de rochas vulcânicas de composição andesítica, balizado a NE e SW por rochas vulcânicas félsicas do Grupo Grão Pará (figura 2), lentes de formações ferríferas da Formação Carajás e arenitos da Formação Gorotire (DOCEGEO 2002). Este pacote de rochas é cortado por gabros neoarqueanos, quartzo-diorito, albita-ortoclásio-granito, topázio-albita ortoclásio-granito e epissienito paleoproterozóicos e diques de diabásio, provavelmente fanerozóicos (Lindenmayer *et al.* 2005). Todas as rochas encontradas no alvo, com exceção dos

diabásios, apresentam-se hidrotermalmente alteradas.

O minério concentra-se principalmente em veios e zonas brechadas que cortam o pacote de andesitos e gabros metassomatizados, sendo que os principais minerais de minério são calcopirita, pirita e pirrotita, molibdenita, bornita, pentlandita e magnetita, esta última principalmente disseminada.

As rochas vulcânicas félsicas são riólitos porfíricos (figura 2). O pacote de riólito a NE dos andesitos mostra espessura aparente entre 300 e 500m e o riólito que se encontra a SW tem espessura aparente entre 20 e 50m. O contato entre os pacotes riolítico e andesítico se dá através de zonas de falha, muitas vezes intensamente brechadas e/ou milonitizadas, como no contato a NE (figura 3), onde a zona brechada é acompanhada por uma intensa silicificação do riólito. Essas zonas apresentam brechas com fragmentos de brechas pré-existent e milonitos brechados, indicando que essas zonas foram reativadas diversas vezes sob regimes dúcteis e rúpteis (Lindenmayer *et al.* 2005). O riólito é predominantemente composto por fenocristais de feldspato euédrico e quartzo subédrico, por vezes corroído, imersos em uma matriz de granulação fina onde predominam quartzo, feldspatos e mica branca, embora em alguns locais a matriz apresente siderofilita verde e clorita subordinada, o que lhe dá uma coloração esverdeada, diferenciando-o da sua coloração cinza clara usual. Pirita e pirrotita ocorrem disseminadas na matriz do riólito.

Como será visto a seguir, a assembléia mineral dos andesitos e gabros alterados não permite classificá-los como tal. Todavia, foi mantida a classificação de campo, reforçada por algumas razões de elementos traços compatíveis com tal denominação, apresentados no item relativo à litogeoquímica.

O pacote de andesito apresenta espessura aparente entre 400m e 650m (figura 3). Constitui-se de rochas maciças ou foliadas, possuindo textura do tipo subofítica fina ou textura de fluxo reliquiar, sendo compostas por plagioclásio, anfíbios cálcicos e biotita, com turmalina, quartzo, mica branca, apatita e epidoto subordinados. Os andesitos compreendem o principal hospedeiro da mineralização, que se concentra principalmente em veios, brechas e zonas de *stockwork* e disseminações próximas aos veios.

Figura 3 - Seção esquemática da zona mineralizada (LT 3800 SE, modificada de DOCEGEO 2002).

Os gabros provavelmente representam apófises de uma intrusão mapeada no norte da área (figuras 2 e 3). Ocorrem como intercalações nos andesitos, com espessura aparente entre 3 e 35m e contatos difusos, o que pode também sugerir zonas de granulação mais grossa dos derrames (Lindenmayer *et al.* 2005). Contudo, dados geoquímicos discutidos a seguir (item litogeoquímica) sugerem que os gabros possam ser diferenciados menos evoluídos do magma que deu origem aos andesitos. O contato entre os andesitos e os gabros se dá de forma gradual, sendo que os andesitos apresentam zonas intensamente biotitizadas com maior frequência, o que dificulta a determinação da espessura, mesmo que aparente, destes intervalos de rocha.

Nos gabros, compostos por anfibólio cálcico, plagioclásio e biotita subordinada, pode-se ainda reconhecer granulação média a grossa e textura do tipo ofítica a subofítica. Zonas intensamente brechadas e venuladas, portadoras de mineralização, também são encontradas, embora bem menos representativas do que as existentes no andesito.

CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS E QUÍMICA MINERAL DOS ANDESITOS E GABROS ALTERADOS

Andesitos As rochas denominadas em campo de andesitos variam de maciças a foliadas, possuem textura tipo subofítica fina e são compostas principalmente por plagioclásio e biotita, que substitui os minerais máficos originais, e em menor quantidade por anfibólios cálcicos, turmalina, quartzo, mica branca, pirita, calcopirita, pirrotita e magnetita. Macroscopicamente, os andesitos são marrons a marrons acinzentados, quando há o predomínio de biotita, e verdes a verdes acinzentados quando há o predomínio de anfibólios cálcicos e de siderofilita verde. Agregados de quartzo arredondados ocorrem dispersos na matriz biotitizada. Ocasionalmente possuem aspecto de amígdalas e, nas rochas deformadas formam *augens* de quartzo, frequentes nas *shear zones* do contato entre os andesitos e riólitos. Observam-se também agregados irregulares a arredondados de biotita, imersos em matriz de textura do tipo subofítica composta por

plagioclásio e biotita.

São intensamente venulados, em zonas de espessura aparente que podem variar de centímetros a vários metros. Os veios são compostos por quartzo, turmalina, fluorita, biotita verde, apatita, epidoto, topázio e mica branca, muitas vezes acompanhados por sulfetos. Zonas brechadas com espessuras aparentes entre 0,5cm e 10m são compostas de fragmentos de andesitos com a textura tipo subofítica e andesitos milonitizados cimentados por quartzo e albita.

Microscopicamente, o andesito caracteriza-se por apresentar uma textura tipo subofítica reliquiar composta por ripas de oligoclásio-andesina, (Ab_{68-75}) corroídos por hastingsita ($Mg/(Mg+Fe^{2+}) = 0,18-0,20$) e Fe-biotita verde ou marrom (figura 5a e 5b) que também substitui a hastingsita.

As zonas mais alteradas caracterizam-se por apresentar aglomerados de Fe-biotita verde ($Mg\# = 0,36$) que se expandem até predominar sobre a matriz, sobrepondo-se à textura tipo subofítica reliquiar, destruindo-a. Observam-se ainda aglomerados de albita neoformada (Ab_{99} , $An_{0,70}$ e $Or_{0,20}$), schorlita, Fe-biotita ($Z =$ marrom), apatita, fluorita, uraninita e minerais radioativos, além de calcopirita e magnetita. A apatita (F-apatita, com $F = 1,26-1,34$ apfu) também é corroída pela Fe-biotita verde (figura 5d).

A Fe-biotita marrom ($Mg\# = 0,53-0,56$) ocorre por vezes em grandes lamelas (0,38 a 2 mm) preservando no seu interior a clivagem do mineral máfico precursor, na forma de agulhas de rutilo. Forma indivíduos isolados e aglomerados semicirculares em torno de fluorita. As inclusões de rutilo e a substituição parcial por Fe-biotita verde indicam que ela represente uma geração mais antiga do que a Fe-biotita verde (figuras 5b e 5c). A Fe-biotita marrom ($Mg\# = 0,27-0,36$) forma também lamelas decussatas que corroem o plagioclásio remanescente do protólito ígneo, assim como a albita neoformada. A fluorita, abundante na área, ocorre sempre associada à Fe-biotita verde e a minerais radioativos que imprimem à biotita diversos halos pleocrômicos, muitas vezes formando trilhas (figura 6e). Circunda calcopirita e epidoto, isolando-os do contato direto com a biotita.

A mica branca forma lamelas diminutas (15 μ m a 0,17mm)

Figura 4 – Diagrama de classificação de micas, em função da composição química e ocupação do sítio octaédrico, de Tischendorf et al., (1997), mostrando a composição das micas do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem aos andesitos e os triângulos aos gabros

arranjadas na forma de agregados imersos em Fe-biotita marrom (figura 5f). Esses agregados incluem schorlita, albita, magnetita e Fe-biotita marrom (figura 6).

A schorlita é zonada, em tons de marrom acastanhado nas bordas ($Fe/Fe+Mg = 0,88$; $Ti = 0,073$ e $F = 0,62$ apfu) a azul no centro ($Fe/Fe+Mg = 0,89-0,98$; $Ti = 0-0,055$ e $F = 0,349-0,455$ apfu). Associa-se à Fe-biotita verde, formando aglomerados irregulares com textura em leque. Pode apresentar bordas corroídas pela Fe-biotita ou chamosita. (figuras 5b, 5c e 5d).

Observam-se também aglomerados semicirculares de mica branca e epidoto junto com magnetita, calcopirita e molibdenita. A chamosita ocorre esporadicamente como alteração de Fe-biotitas. Ela é mais rica em Fe no andesito ($Fe/Fe+Mg = 0,88$ a $0,91$) do que no gabro ($Fe/Fe+Mg = 0,634$ a $0,65$).

O plagioclásio, que pode ser remanescente do mineral ígneo original, é turvo e parcial ou completamente substituído por albita (Ab_{99}). Subédrico a euédrico, mede entre $75\mu m$ e $0,83mm$ e apresenta freqüentes maclas do tipo albita-carlsbad. Cristais maiores (2 a $3mm$), imersos na matriz tipo subofítica, remetem a uma provável textura porfírica.

Gabros Macroscopicamente os gabros apresentam granulação média a grossa e textura tipo ofítica ou subofítica. Esta trama empresta à rocha um aspecto isotrópico, característico de suas intercalações no andesito que variam entre $60cm$ e $5m$. São rochas esverdeadas a cinza-marrom, nas quais predominam anfíbólios cálcicos, plagioclásio e biotita subordinada. A variação de cor está diretamente relacionada com os minerais máficos: a cor cinza esverdeada indica o predomínio de anfíbólios e biotita verde e a cor cinza-marrom é dada pela biotita marrom. Observam-se ainda turmalina, apatita, fluorita, quartzo e mica branca.

Zonas venuladas e brechadas são freqüentes no gabro. Os veios são compostos por quartzo, biotita verde, mica branca, topázio, fluorita, turmalina, epidoto, albita, clorita, carbonatos, pirita, calcopirita, pirrotita, bornita, pentlandita, molibdenita e magnetita. As brechas mostram fragmentos da matriz, por vezes cloritizados, cimentados por quartzo e albita, ou quartzo, fluori-

ta e epidoto. Reativações dessas zonas de brechas são representadas por fragmentos formados por antigas brechas e por veios de quartzo, também fragmentados.

Microscopicamente, os gabros apresentam textura tipo subofítica a ofítica reliquiar. São constituídos por ripas de plagioclásio, anfíbólios cálcicos (hastingsita, Fe-pargasita e Fe-hornblenda) e biotitas marrom (Fe-biotita e Mg-biotita) e verde (siderofilita) (figura 6a). As texturas ígneas reliquias são destruídas pela substituição dos anfíbólios e do plagioclásio pela siderofilita e pelas biotitas, que imprimem às rochas texturas decussatadas. Neste caso, associam-se a epidoto, turmalina, titanita, fluorita, quartzo e minerais radioativos.

O plagioclásio mais antigo (oligoclásio, Ab_{70-75}) é substituído por albita (Ab_{98-99}). Ambos medem entre 1 e $2,12mm$ e apresentam bordas parcial ou completamente corroídas por anfíbólios e biotitas (figura 6b).

Os anfíbólios cálcicos são hastingsita ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,36$), Fe-pargasita ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,28$) e Fe-hornblenda ($Mg/Mg+Fe^{2+} = 0,39$). Apresentam pleocroísmo de verde claro a verde escuro azulado, são subédricos a anédricos e estão parcial ou completamente substituídos por siderofilita, Fe-biotita e Mg-biotita (figura 6c). A Fe-biotita ($Mg\# = 0,51$ e $Ti = 0,07$ apfu), Mg-biotita ($Mg\# = 0,52-0,54$ e $Ti = 0,06-0,08$ apfu) e siderofilita ($Mg\# = 0,17$ e $Ti = 0,03-0,04$ apfu) ocorrem na forma de lamelas decussatas, podendo se apresentar parcial ou completamente substituídas por Mg-chamosita ($Fe/Fe+Mg = 0,63-0,65$). Fe-biotita e Mg-biotitas formam aglomerados irregulares em torno de magnetitas esqueléticas (pseudomórficas de um mineral máfico), junto com a siderofilita (figura 6d). Assim como a siderofilita, as biotitas marrons chegam a dominar completamente a matriz, associadas à fluorita, quartzo e dravita zonada de castanho nas bordas ($Fe/Fe+Mg = 0,26-0,36$; $Ti = 0,052-0,092$ e $F = 0,347-0,593$ apfu) a azul no núcleo ($Fe/Fe+Mg = 0,36-0,42$; $Ti = 0,033-0,038$ e $F = 0,595-1,021$ apfu) (figura 6e).

Em meio à rocha com textura tipo subofítica reliquiar, constituída por plagioclásio, Mg-biotita e Fe-biotita, ocorrem aglomerados arredondados a irregulares de zinnwaldita e Li-muscovita incolores ($Mg\# = 0,68$ e $0,71$ respectivamente) e muito peque-

Figura 5 – Fotomicrografias da matriz dos andesitos. A – Textura subofítica reliquiar, composta por plagioclásio albitizado, hastingsita e Fe-biotita verde. B – Plagioclásio parcialmente substituído por Fe-biotita marrom, que também corrói as bordas do cristal de schorlita. Há minerais radioativos em meio à Fe-biotita. C – Grandes lamelas de Fe-biotita marrom com as bordas corroídas pela Fe-biotita verde, percebe-se também a grande quantidade de cristais de schorlita, albita e quartzo junto com a Fe-biotita verde. D – Fe-biotita verde, que corrói as bordas de cristais de F-apatita e schorlita. E – Andesito deformado, com augen de quartzo parcialmente recrystalizado envolto por chamosita. F – Fe-biotita marrom que corrói os aglomerados de albita. Também se observa um aglomerado de mica branca com cristais de schorlita no seu interior. As legendas das fotomicrografias correspondem a: Pl - plagioclásios, Schor - schorlita, Hast - hastingsita e Fe-Pargasita, Fe-biot- Fe-biotita, Apat - apatita, Qtz - quartzo, Musc - micas brancas e Min Radio - minerais radioativos.

nas (15µm e 0,18mm). Esses aglomerados contêm ainda dravita, magnetitas esqueléticas e restos da matriz de biotitas (figura 6f).

Em zonas de predominância de plagioclásio e anfibólios ocorre ainda Fe-epidoto (PS = 28,71-33,29), corroendo as bor-

das dos anfibólios (figura 6b), junto com titanita em “cordões” próximos da clorita. Minerais radioativos acompanham a siderofilita e Mg-biotita, compondo cordões de halos pleocróicos nas micas (figura 6e).

Figura 6 - Fotomicrografias dos gabros. A - Plagioclásios, anfibólios cálcicos e siderofilita. B - Fe-epidoto fraturado e plagioclásios (com alteração supergênica) corroídos por cristais de anfibólios cálcicos. C - Plagioclásios e anfibólios cálcicos corroídos por Fe-biotita marrom e siderofilita. D - Núcleos de Mg e Fe-biotitas com magnetitas esqueletais, além de siderofilita que destroem a textura subofítica reliquiar. E - Fe-biotita e Mg-biotita, apresentando minerais radioativos orientados em trilhas e cristais de dravita zonados. F - Mg e Fe-biotita corroendo cristais de albita, além de aglomerados de zinnwaldita e Li-muscovita. As legendas das fotomicrografias correspondem a: Pl - plagioclásio, Sid - siderofilita, Drav - dravita, Ep - Fe-epidoto, Parg - Fe-Pargasita, Fe-hornblenda e hastingsita; Fe-biot- Fe-biotita e Mg-biotita, Musc - Li-muscovita e zinnwaldita, Mag - magnetita e Min Radio - minerais radioativos.

As zonas dos gabros e andesitos que apresentam ainda textura subofítica reliquiar e assembléias minerais formadas por anfibólios cálcicos, plagioclásios, quartzo, magnetita, ilmenita, epidoto e subordinadamente biotitas e siderofilita correspondem à alteração sódico-cálcica ou remanescentes de metamorfismo regional. As rochas compostas por siderofilita, biotitas, turma-

linas, chamosita, quartzo, albita, fluorita, Fe-epidoto, apatita, minerais radioativos e sulfetos, correspondem à alteração potássica. Já as rochas constituídas por quartzo, chamosita, turmalinas, topázio, fluorita, titanita, zinnwaldita e Li-muscovita correspondem à greisenização tardia.

A sucessão mineral dos andesitos e dos gabros foi estabe-

Figura 7 – Sucessão mineral observada nos gabros e andesitos do Alvo Estrela (modificado de Lindenmayer et al. 2005).

lecionada com base nas feições texturais anteriormente descritas e encontra-se representada na figura 7.

LITOGEOQUÍMICA

Apresentação dos resultados e discussão As amostras de rochas analisadas foram escolhidas com o intuito de caracterizar as rochas hospedeiras do minério de Cu-Au do Alvo Estrela e verificar o comportamento químico dos diferentes padrões de alteração, identificados a partir dos dados petrográficos. Foram escolhidas como rochas mãe as amostras menos alteradas, portadoras da assembléia de alteração precoce, anfibólio-plagioclásio, textura do tipo subofítica e com os menores teores de perda ao fogo. A variação dos teores em peso encontrados nos elementos maiores caracteriza a alteração das rochas: SiO₂ 42,9 a 54,52% e 40,05 a 51,39%; TiO₂ 0,76 a 1,64% e 0,77 a 1,27%; Al₂O₃ 10,97 a 19,22% e 13,91 a 18,05% e Fe₂O₃ 1,56 a 4,02% e 0,83 a 7,77% nos andesitos e gabros, respectivamente.

O balanço de massa realizado em três amostras de gabros e três de andesitos, conforme o método de Gresens (1967) (Castro Paula 2005) demonstra a grande mobilidade de alguns elementos maiores (figuras 8 e 9) e menor mobilidade dos elementos traços (figuras 10 e 11). Todavia, o comportamento móvel dos elementos se manifestou de forma distinta em cada um dos tipos de rocha, provavelmente devido à predominância da alteração sódico-cálcica nos gabros e potássica nos andesitos.

Os gabros apresentam perdas pronunciadas de SiO₂ e CaO relacionadas com os três estágios de alteração hidrotermal (alteração sódico-cálcica - predominante - alteração potássica e greisenização incipiente) e perdas menos expressivas de Al₂O₃, MgO e Na₂O, estes últimos possivelmente relacionados com a alteração potássica e greisenização (figuras 8 e 10). A alteração sódico-cálcica leva à lixiviação de cálcio, e junto com a albitização e a alteração potássica, com substituição de plagioclásio e anfibólio por biotita, promove a liberação de sílica. Os andesitos mostram perdas de SiO₂ e Na₂O vinculadas à alteração sódico-cálcica e potássica. Os ganhos de FeO e K₂O podem ser atribuídos à alteração potássica, acompanhada de ferrificação e sulfetação. O discreto ganho de Na₂O poderia estar relacionado com a alteração sódico-cálcica remanescente. As perdas discretas de TiO₂ podem ser creditadas à greisenização incipiente.

Os ganhos de Rb e Cu nos gabros evidenciam a alteração potássica acompanhada da sulfetação, ao passo que a perda de Sr reflete a albitização, dada pela lixiviação do Ca (Figura 10). Os ganhos dos andesitos mostram perfeitamente a predominância da alteração potássica (K e Ba), sulfetação (Cu), venulação intensa de fluorita (Sr) e alteração sob influência de fluidos de composição possivelmente granítica (Y, Zr, Nb e U) (figura 11).

O grau de alteração mais avançado dos andesitos, em relação aos gabros pode ser observado nos diagramas binários Zr x Y, Zr x Th e Zr x Nb (figura 12), nos quais o espalhamento dos

Figura 8 - Representação dos resultados dos cálculos de balanço de massa de elementos maiores, realizados em gabros (Castro Paula 2005).

Figura 9 - Representação dos resultados dos cálculos de balanço de massa de elementos maiores, realizados em andesitos (Castro Paula 2005).

pontos dos andesitos é provavelmente resultado da mobilidade desses elementos. O menor conteúdo de Zr dos gabros, se original magmático, sugere que eles sejam rochas menos diferenciadas do que os andesitos, partindo-se da premissa de que sejam rochas cogenéticas. Todavia, os andesitos com menores quantidades de Zr são aqueles cuja intensidade de alteração hi-

drotermal é mais intensa, compreendendo alteração potássica e greisenização. Por outro lado, as razões Zr/TiO_2 , Nb/Y , Zr/TiO_2 e Nb/Y são semelhantes a andesitos-basálticos e basaltos.

Na figura 12, observa-se a possível existência de dois *trends* para os andesitos que podem estar diretamente relacionados com a alteração hidrotermal. As amostras portadoras de Y mais ele-

Figura 10 - Representação dos resultados dos cálculos de balanço de massa de elementos traços, realizados em gabros (Castro Paula 2005).

Figura 11 - Representação dos resultados dos cálculos de balanço de massa de elementos traços, realizados em andesitos (Castro Paula 2005).

vado correspondem àquelas cujo grau de alteração hidrotermal é mais intenso (alteração potássica e greisenização incipiente). As amostras de andesitos que apresentam concentrações de Y semelhantes a dos gabros têm assembléias minerais compatíveis com alteração sódico-cálcica. Segundo Pearce & Norry (1979), elementos como Ti, Zr, Y e Nb são considerados como imóveis,

não sendo transportados na forma de fluido aquosos, a não ser que estes fluidos apresentem uma alta atividade de agentes complexantes como F⁻. Este elemento tem alta atividade nas fases de alteração potássica e greisenização, evidenciada pela presença marcante de fluorita, biotitas, topázio e F-apatita.

As razões Sc/Ti e Sc/Ga têm sido utilizadas para discrimina-

Figura 12 - Diagramas binários mostrando a variação de composição das rochas máficas do Alvo Estrela. Os quadrados correspondem aos andesitos e os triângulos aos gabros.

ção de ambientes tectônicos de rochas não alteradas, pois basaltos de arco insular (IAB) apresentam razões Sc/Ti e Sc/Ga mais altas do que basaltos de bacias de retro-arco (Woodhead *et al.* 1993). Ao comparar as razões Sc/Ti das rochas máficas do Alvo Estrela (andesitos e gabros) com basaltos da região de Birch-Uchi (Hollings & Kerrich 2000) e La Ronge Domain (Watters & Pearce 1987), ambas do Canadá, cuja idade e quimismo são semelhantes (figura 13), percebe-se que as amostras de basalto primitivo de arco mostram razões Sc/Ti mais elevadas, enquanto os basaltos evoluídos e os gabros que possuem contribuição de crosta continental têm razões Sc/Ti menores. Apesar do estágio avançado de alteração dos andesitos do Alvo Estrela, os valores mais baixos de Sc/Ti poderiam indicar que eles provêm de magmas mais evoluídos, onde há contribuição de origem continental, mas também podem indicar maior influência dos fluidos de origem granítica. Com a devida cautela, evidência de contaminação pela crosta mais antiga na área é dada pelo $_{Nd}(T) = -3,2$ obtido nas rochas máficas do Alvo Estrela (Pimentel 2003, comunicação escrita). Os valores de idades modelo T_{DM} de cerca de 3,0 a 3,1 Ga sugerem derivação de crosta arqueana para essas rochas (Lindenmayer *et al.* 2005).

Os gabros têm ETR entre 16,83 e 88,70 vezes o condrito, mostram fracionamento moderado a alto dos ETRL ($La/Sm_{cn} = 1,010-6,360$), anomalia positiva a negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 1,038-0,434$) e padrão relativamente achatado de ETRP ($Gd/Yb_{cn} = 0,312-1,654$). A considerável flutuação observada nos padrões de ETR leves nos gabros, comprovada pelas variações nas razões La/Sm_{cn} (1,010-6,360), deve ser relacionada às alterações hidrotermais. Os andesitos apresentam ETR entre 34,81 e 181,45 vezes o condrito, alto fracionamento e enriquecimento de ETRL ($La/Sm_{cn} = 1,650-4,12$), anomalia negativa de Eu ($Eu/Eu^* = 0,294-1,037$) e fracionamento de ETRP ($Gd/Yb = 0,843-1,983$). O maior enriquecimento em ETR dos andesitos, em relação aos gabros pode ser devido ao maior fracionamento do magma original ou à alteração hidrotermal mais intensa (figura 14a e b). Esses padrões são semelhantes aos apresentados por Condie (1989) para basaltos e andesitos arqueanos, exceto pelas anomalias negativas de Eu observadas nas rochas do Alvo Estrela, as quais podem ser atribuídas à alteração hidrotermal, com destruição do plagioclásio cálcico e lixiviação do Ca, este, possivelmente acompanhado pelo Eu.

Amostras dos andesitos e gabros, normalizadas pelo NMORB (Pearce 1983), quando comparadas com amostras de basaltos cálcio-alcálicos de arco, de idade 2,5 e 1,8 Ga das regiões de Birch Uchi e La Ronge Domain respectivamente,

Figura 13 - Diagrama $Zr-Sc/Ti$ de comparação entre andesitos e gabros do Alvo Estrela e basaltos dos greenstone belts de Birch-Uchi (Hollings & Kerrich 2000) e La Ronge Domain (Watters & Pearce 1987) (Canadá). Quadrados vazados - andesitos, triângulos vazados - gabros do Alvo Estrela. Triângulos invertidos - basaltos evoluídos de arco, pontos - basaltos primitivos de arco do greenstone belts de Birch-Uchi, losangos - metabasaltos do greenstone La Ronge Domain.

apresentam também padrões muito semelhantes, a não ser pela depleção de Sr, devido à destruição do plagioclásio original das rochas, e pelo enriquecimento de K, Rb e Ba, relacionados com a alteração potássica e conseqüente biotitização (Fe-biotita, Mg-biotita e siderofilita) (figura 15).

DISCUSSÃO Somando-se à sucessão mineral, os dados de química mineral e os dados de litogeoquímica, junto com os cálculos de balanço de massa, tentou-se estimar a composição dos fluidos e caracterizar as variações de composição que teriam ocorrido à medida que havia interação com a rocha hospedeira, com a formação das diversas fases cristalinas e conseqüentemente o preenchimento de fraturas na forma de veios.

A assembléia mineral que pré-data a mineralização é com-

Figura 14a - Diagrama de ETR dos gabros, normalizados pelo condrito de Sun & McDonough (1989).

Figura 14b - Diagrama de ETR dos andesitos, normalizados pelo condrito de Sun & McDonough (1989).

posta por hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclásio-andesina, albita, quartzo, magnetita, ilmenita, Fe-biotita e Fe-epidoto nos gabros, onde está mais desenvolvida, e no andesito (figura 7). As rochas que contêm essa assembléia apresentam maior conteúdo de Ca, presente na estrutura dos anfibólios cálcicos (Ca entre 1,82 e 1,97 apfu) e Fe-epidoto (Ca entre 1,83 e 1,97 apfu), e Na, devido à substituição do plagioclásio mais antigo (oligoclásio-andesina, Ab_{70-75}) por albita (Ab_{98-99}).

A composição dessa assembléia mineral mais antiga, com o predomínio de anfibólios cálcicos, e o aumento da razão Cl/F dos anfibólios cálcicos do gabro (2,97-12,18) para os andesitos (19,22-24,24) sugere que o fluido responsável pela alteração também continha, neste estágio, uma alta razão Cl/F. Os teores de Ca e Na, relativamente altos, aliados à alta razão Cl/F do fluido sugerem um aumento da salinidade e do pH desses fluidos quentes, o que pode explicar a lixiviação de SiO_2 mostrada pelo balanço de massa. Segundo Rimstidt (1997) alguns dos fatores que aumentam a solubilidade da sílica correspondem ao incremento da temperatura, salinidade e do pH. Assim, o pH poderia ter sido alcalino a neutro nesses fluidos.

A associação mineral anfibólio cálcico-plagioclásio é parcial ou completamente obliterada por intensa potassificação nos andesitos e menos intensa nos gabros, representada pela substituição desses minerais por Fe e Mg-biotitas e siderofilita. Com a destruição dos plagioclásios e dos anfibólios cálcicos das rochas há uma lixiviação de Na e Ca, embora parte deste Ca ainda permaneça na estrutura do Fe-epidoto e principalmente da fluorita. A alteração potássica é acompanhada por ferrificação e sulfetação, principalmente nos andesitos, como revelado pelos cálculos de balanço de massa. Os minerais formados compreendem principalmente biotitas (Fe/Fe+Mg=0,44-0,73), schorlita (Fe/Fe+Mg=0,88-0,98), Fe-epidoto (Fe=0,76-1,08 apfu), chamosita (Fe/Fe+Mg=0,63-0,91), magnetita, pirita, calcopirita e pirrotita.

A presença de agregados arredondados de quartzo junto com siderofilita e biotitas sugere que tenha havido diminuição na solubilidade da sílica, no estágio inicial de potassificação,

que pode estar relacionado à diminuição da temperatura e/ou do pH (Rimstidt 1997).

O predomínio de filossilicatos como siderofilita e biotitas (Fe e Mg) sugerem condições de pH próximas da neutralidade para este estágio de alteração. Flutuações no pH dos fluidos são sugeridas pela substituição das micas pela turmalina, esta última, estável em meio a fluidos levemente ácidos a muito ácidos (Henry & Dutrow 1996). Tais condições devem ter sido mantidas para o equilíbrio da clorita (Beane 1994), em torno de 230°C (Lindenmayer *et al.* 2005), pois este mineral sucede as turmalinas e biotitas.

A diminuição da razão Cl/F (0,65-0,062) na siderofilita e biotitas em relação aos anfibólios (2,97-24,24), somada à presença marcante de fluorita indica o aumento da atividade de F, o qual possivelmente teve papel importante como complexante do enxofre e/ou dos metais que deram origem aos sulfetos, juntamente com o U. Os cordões de uraninita, associados às micas sugerem que esses fluidos eram também oxidantes (Cunningham *et al.* 1998).

O estágio de alteração subsequente, tardi a pós-mineralização compreende greisenização localizada, na qual predominam quartzo, zinnwaldita e Li-muscovita, substituindo siderofilita, biotitas e albita remanescente, junto com dravita, schorlita, fluorita, topázio (em veios), clorita, além de titanita e F-apatita (figura 7). A substituição de micas ricas em Fe e Mg por zinnwaldita e Li-muscovita, associadas a quartzo, topázio e turmalinas sugere um sistema com pH mais ácido, diminuição da atividade do K (Beane 1994) e lixiviação parcial de Fe. É provável que exista uma relação entre a greisenização e a ausência de quantidades significativas de óxidos de ferro, magnetita e hematita na zona mineralizada, bem como com o desaparecimento das formações ferríferas da Formação Carajás nas proximidades do depósito.

Discretos veios de calcita e siderita pós-datam a greisenização, sugerindo que os fluidos tardios apresentavam alta razão Ca/Na e diminuição da P_{CO_2} (Rimstidt 1997).

Figura 15 - Diagrama de elementos incompatveis mostrando andesitos (quadrados) e gabros (tringulos) do Alvo Estrela, normalizados segundo NMORB (Pearce 1983), juntamente com basaltos clcio-alcalinos evoludos de arco (tringulos invertidos) e basaltos primitivos de arco (pontos) de Birch-Uchi (Hollings & Kerrich 2000) e metabasaltos de La Ronge Domain (Watters & Pearce 1987) (losangos).

CONCLUSES As rochas hospedeiras da mineralizao foram caracterizadas em campo como andesitos, dada pela textura tipo suboftica fina, e gabros, devido granulaco mdia a grossa e textura tipo suboftica e oftica. As razes (Zr/TiO₂, Nb/Y), Zr/TiO₂ e Nb/Y so semelhantes andesitos-baslticos e basaltos.

As razes Sc/Ti e Sc/Ga, mais elevadas nos gabros menos alterados, sugerem semelhanas com basaltos de arco magmtico, enquanto que os andesitos possuem razes mais baixas, sugerindo maior contaminao crustal, embora podendo tambm refletir aporte de fluidos de composio grantica.

Os andesitos so mais enriquecidos em ETR do que os gabros ($\Sigma\text{ETR} = 347$ a $1786,12$ ppm e $227,38$ a $1028,28$ ppm, respectivamente). Como os primeiros so mais alterados, esse enriquecimento pode significar tanto magma mais evoludo quanto o maior grau de alterao.

Os dados petrogrficos das rochas hospedeiras da mineralizao indicam que a assemblia mineral mais antiga, correspondente alterao sdico-clcica, formada por hastingsita, Fe-pargasita, Fe-hornblenda, oligoclsio-andesina, albita, quartzo, magnetita e ilmenita, alm de Fe-biotita e clorita em menor proporo. Esta associao mineral parcial ou completamente obliterada, principalmente nos andesitos, por alterao potssica dominada por siderofilita, Fe e Mg-biotitas, Fe-epidoto, fluorita, minerais radioativos, quartzo, chamosita, dravita, schorlita, magnetita, calcopirita, pirita, pirrotita, pentlandita, molibdenita e bornita subordinada. O estgio de alterao subsequente, tardi a ps-mineralizao, compreende greisenizao localizada, na qual predominam quartzo, zinnwaldita e Li-muscovita, dravita, schorlita, fluorita, topzio (em veios) e clorita, junto com titanita e F-apatita. Veios de calcita e siderita ps-datam a greisenizao.

Este padro de alterao sugere que o fluido apresentava inicialmente condies de pH neutras a alcalinas e oxidantes, tornando-se cidas e redutoras durante a greisenizao. provvel que exista uma relao entre as condies fsico-qumicas finais do fluido responsvel pela alterao e a ausncia de quantidades significativas de xidos de ferro na zona mineralizada.

Os dados aqui apresentados e discutidos mostraram, pela primeira vez, na regio da Serra de Carajs, a existncia de greisen litinfero, como fase de alterao tardia de um depsito da classe xido de Fe, Cu-Au. Estes dados abrem perspectivas para a possibilidade da existncia de mais um bem mineral na Provncia Mineral de Carajs.

Agradecimentos Os autores agradecem aos Drs. Onildo Joo Marini e Benedicto Valdir Ramos, da ADIMB, pelo incentivo e apoio continuado. Agradecem Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) por autorizar a utilizao de dados e pelo apoio de campo. Agradecimentos especiais so devidos aos gelogos Antnio Benvindo de Souza Santos, Anselmo Viana, Carlos Alberto Monte Lopes e Fabrcio Ely pelo estmulo e pelas discusses esclarecedoras. A. Fleck agradece a CAPES pela bolsa de mestrado. Este trabalho parte do Projeto DNPM-ADIMB-FINEP-CT-Mineral intitulado "Caracterizao de Distritos Mineiros da Amznia". Agradecem tambm reviso cuidadosa e as sugestes do Dr. Jlio Csar Mendes.

Referncias

- Arajo O.J.B. & Maia R.G. 1991. *Programa Levantamentos Bsicos do Brasil. Programa Grande Carajs, Folha SB.22-Z-A*. DNPM/CPRM, Braslia, 164 pp.
- Arajo O.J.B., Maia R.G., Joo X.S.J., Costa J.B.S. 1988. A megaestrutura arqueanada Folha Serra dos Carajs. In: SBG, Cong. Latinoamer. Geol., 7, *Anais*, p. 324-333.
- Barros C.E.M., Macabira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zirco do complexo grantico Estrela: relaes entre magmatismo, deformao e metamorfismo na Provncia Metalogentica de Carajs. In: SBG, Smpsio de Geologia da Amznia, 7, *Resumos expandidos*, (CD-ROM).
- Bayliss P. 1975. Nomenclature of the Trioctahedral Chlorites. *Canadian Mineralogist*, 13:178-180.
- Beane R.E. 1994. A Graphic View of Hydrothermal Mineral Stability Relations. In: D.R. Lentz (ed.) *Alteration Processes associated with Ore-forming Systems*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, v.11 p. 1-30.
- Beisiegel V.R., Bernardelli A.L., Drummond N.F., Ruff A.W., Tremaine J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajs. *Revista Brasileira de Geocincias*, 3:215-242.
- Botelho N.F., Moura M.A., Olivo G.R., Kyser K., Teixeira L.M., Cunha L.M., Santana M.U. 2004. Tipologia do depsito de Breves (Cu (Au-Mo W e Sn), Carajs. In: Smpsio Brasileiro de Explorao Mineral, 1, SIMEXMIN, ADIMB-DNPM, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil, *Seo Poster*, P 10, CD-ROM.
- Castro Paula F.C. 2005. Balano de massa das rochas mficas do Alvo Estrela. In: Iniciao Cientfica, Unisinos, *Resumo*, CD-ROM.
- Cathelineau M. & Nieva D. 1985. A chlorite solid solution geothermometer: the Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 91:175-180.
- Condie K.C. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archaean-Proterozoic boundary. Identification and significance.

- Lithos*, **23**:1-18.
- Cunningham C.G., Rasmusen J.D., Steven T.A., Rye R.O., Rowley P.D., Romberger S.B., Selverstone J. 1998. Hydrothermal uranium deposits containing molybdenum and fluorite in the Marysville volcanic field, west-central Utah. *Mineralium Deposita*, **33**:477-494.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1966. *An Introduction to the Rock Forming Minerals*. Longman, London, 556 p.
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anexo aos Anais*, p. 11-54.
- DOCEGEO 2002. *Projeto Serra do Rabo – Alvo Estrela*. Rio Doce Geologia e Mineração S/A. Relatório interno (inédito).
- Dreher A.M. 2004. *O depósito primário de Cu-Au de Igarapé Bahia. Carajás: Rochas fragmentárias, fluidos mineralizantes e modelo metalogenético*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 220 p.
- Galarza M.A.T., Macabira M.J.B., Villas R.N.N. 2002. Geocronologia e Geoquímica isotópica (Pb, S, C e O) do depósito de Cu-Au do Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás (PA), Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, SBG, João Pessoa, *Anais*, p. 493.
- Gibbs A.K., Wirth K.R., Hirata W.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. Age and composition of Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**:201-211.
- Gresens R.L. 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology* **2**:47-65.
- Hawthorne F.C. & Henry D.J. 1999. Classification of the minerals of the tourmaline group. *European Journal of Mineralogy*, **11**:201-215.
- Henry D. J. & Dutrow B. L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: E. S. Grew & L. M. Anovitz (eds.), *Boron: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry*. Reviews in Mineralogy, v. 33, p. 503-557.
- Hollings P. & Kerrich R. 2000. An Archean arc basalt-Nb-enriched basalt-adakite association: 2.7 Ga confederation assemblage of Birch-Uchi Greenstone Belt, Superior Province. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **139**:208-226.
- Huhn S.R.B. & Nascimento J.A.S. 1997. São os depósitos cupríferos de Carajás do tipo Cu-Au-U-ETR? In: M.L. Costa & R.S. Angélica (coords.) *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, v. 1, p. 143-160.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kish H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Wittaker E.J.W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles: report on the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, **82**:1019-1037.
- Lindenmayer Z.G., Fleck A., Gomes C.H., Santos A.B.S., Caron R., Paula F.C., Laux J.H., Pimentel M.M., Sardinha A. 2005. Caracterização Geológica do Alvo Estrela (Cu-Au), Serra dos Carajás, Pará. In: O.J. Marini, B.V. Ramos, E.T. Queiroz (eds.) *Caracterização de Depósitos Minerais de Distritos Mineiros da Amazônia*. DNPM-ADIMB, p.147-219.
- Lindenmayer Z.G., Pimentel M.M., Ronchi L.H., Althoff F.J., Laux J.H., Araújo J.C., Fleck A., Baecker C.A., Carvalho D.B., Nowatzki A.C. 2001. Geologia do depósito de Cu-Au de Gameleira, Serra dos Carajás, Pará. In: H. Jost (ed.), *Depósitos Auríferos dos Distritos Mineiros Brasileiros*. DNPM-ADIMB, p. 79-137.
- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E., Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:1-26.
- Marschik R., Mathur R., Ruiz J., Leveille R.A., Almeida A. J. 2002. An Archean Re-Os molybdenite age for the Gameleira Cu-Au-Mo mineralization, Carajás Province, Brazil. In: Geological Society of America, GSA Annual meeting, Denver. Abstract. Paper No.152-7.
- Mellito, K.M., Tassinari C.C.G. 1998. Aplicação dos métodos Rb-Sr e Pb-Pb à evolução da mineralização cuprífera do Depósito de Salobo 3 A, Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 49, *Anais*, p.119.
- Milner S. 1993. The Monakoff Cu-Pb-Zn-Au-Ag-Co-Ba-F Deposit – Geological Summary, In: G. Derrick (ed.), Core Shack Exploratory Notes, AMF Course 832/93. Australian Mineral Foundation, Glenside, SA, p. 31-39.
- Mullen E.D.1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, **62**:53-62.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W. 1994. Evidências de maré e tempestades na Formação Águas Claras, Pré-Cambriano, Serra dos Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**:7-10.
- Oliveira J.R., Silva Neto C.S., Costa E.J.S. 1994. *Programa Levantamentos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás, Folha SB.22-X-C Serra Pelada*. Belém, CPRM.
- Olszewski W.J., Wirth K.R., Gibbs A.K., Gaudette H.E. 1989. The age, origin and tectonics of the Grão Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: archean continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, **42**:229-254.
- Pearce J.P. 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J. Norry (eds.) *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva Publishing Limited, p. 230-249.
- Pearce J.A. & Norry M.J. 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**:33-47.
- Pimentel M.M., Lindenmayer Z.G., Laux J.H., Armstrong R., Araújo J.C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu-Au Deposit, Serra dos Carajás, Brazil: 1.8-1.7 Ga Granite driven Hydrothermal Alteration and Mineralization. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**:805-815.
- Réquia K., Stein H., Fontboté L., Chiaradia M. 2002. Re-Os and Pb-Pb geochronology of the Archean Salobo iron oxide copper-gold deposit, Carajás Mineral Province, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **38**:727-738.
- Rimstidt J.D. 1997. Gangue Mineral Transport and Deposition. In: H.L. Barnes (ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, p. 494-512.
- Souza S.R.B., Macabira M.J.B., Scheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás): Implicações estratigráficas. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, *Resumos Expandidos*, p. 380-383.
- Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A.D. Saunders & M.J. Norry (eds.) *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., p. 313-345.
- Tallarico F.H.B., McNaughton, N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Figueiredo B.R., Carvalho J.B., Rego J.L., Nunes A.R., 2004. Geological and SHRIMP U-Pb constraints on the age and origin of the Breves Cu-Au-(W-Bi-Sn) deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, **39**:68-86.
- Tischendorf G., Gottesmann B., Förster H.J., Trumbull R.B. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine*, **61**:809-834.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constrains on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton, *Journal of South American Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Villas R.N.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.
- Watters B.R. & Pearce J.A. 1987. Metavolcanic rocks of La Ronge Domain in the Churchill Province, Saskatchewan: Geochemical evidence for a volcanic arc origin. In: T.C. Pharaoh, R.D. Beckinsale, D. Rickard (eds.) *Geochemistry and Mineralization of Proterozoic Volcanic Suites*. Geological Society Special Publication No. 33, p. 167-182.
- Woodhead J., Eggins S., Gamble J. 1993. High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, **114**:491-504.