MINERALIZAÇÃO E ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO DEPÓSITO CUPRO-AURÍFERO DE SERRA VERDE, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

FELIPE NOBRE REIS¹ & RAIMUNDO NETUNO VILLAS²

RESUMO Dentre os depósitos cupro-auríferos do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás, o de Serra Verde destaca-se por ser o único, até aqui descrito, que é pobre em óxidos de ferro. Localizado entre as cidades de Curionópolis e Parauapebas, e hospedado pelo Grupo Rio Novo, de idade arqueana, o depósito de Serra Verde é primordialmente caracterizado por duas lentes de sulfeto maciço concordantes a subconcordantes ao acamamento do conjunto metavulcanossedimentar hospedeiro. Essas lentes, de dimensões métricas, acham-se metamorfisadas termalmente pelo complexo granítico Estrela (CGE), de idade 2,673 Ga, e deformadas localmente por zonas de cisalhamento, sendo constituídas de calcopirita com quantidades menores de pirrotita, pirita, cubanita, molibdenita, esfalerita e mackinawita, nesta ordem de abundância. O ouro, com teores < 1 ppm, encontra-se sobretudo dentro da estrutura dos sulfetos. Metais com concentrações mais significativas são prata (8-11 ppm), cobalto (243-935 ppm) e níquel (773-2623 ppm). O total de terras raras não ultrapassa 42 ppm. Como minerais de ganga sobressaem quartzo, Mg-hornblenda, fluorapatita e ilmenita. Na evolução do depósito, são registrados três principais eventos hidrotermais, o mais antigo (evento I), em ambiente submarino, tendo ocorrido a quando da formação das rochas da seqüência vulcanossedimentar, e os outros dois relacionados respectivamente com a intrusão do CGE (evento II) e com a instalação das zonas de cisalhamento (evento III). Em decorrência desses eventos, as rochas hospedeiras sofreram sucessivas fases de alteração hidrotermal, em que os processos de propilitização, silicificação, turmalinização e anfibolitização foram os mais importantes, e os de potassificação e albitização subordinados. Dados mineralógicos e químicos permitem estimar em 480-300°C e 270-200°C as faixas prevalentes de temperatura durante, respectivamente, os eventos II e III. A constituição maciça do minério, a disposição concordante a subconcordante das lentes com as rochas encaixantes, a relação temporal entre essas lentes e o CGE, a ocorrência de turmalinitos estratiformes associados às lentes e os tipos de alteração hidrotermal são consistentes com a tipologia de sulfeto maciço vulcanogênico para o depósito de Serra Verde. Estudos geocronológicos, ainda que preliminares, corroboram essa interpretação, já que assinalam para uma contemporaneidade entre a mineralização e as rochas hospedeiras. Conflitam com ela, por outro lado, a larga dominância da calcopirita sobre os sulfetos de ferro e a incomum presença de fluorapatita e ilmenita no minério, que são tentativamente explicadas pela mistura da água do mar com fluidos hidrotermais ricos em Cu, P e Ti emanados de fonte magmática em profundidade.

Palavras-chave: Província Mineral de Carajás; seqüência metavulcanossedimentar arqueana; mineralização cupro-aurífera; ambiente vulcanogênico; alteração hidrotermal; intrusão granítica tipo A; zonas de cisalhamento)

ABSTRACT MINERALIZATION AND HYDROTHERMAL ALTERATION RELATED TO THE CUPRO-AURIFEROUS SERRA VERDE DEPOSIT, CARAJÁS MINERAL PROVINCE Among known cupro-auriferous ore deposits of the Itacaiunas shear belt (Carajás Mineral Province), the Serra Verde deposit is the only one that is iron oxide-poor. Located halfway between the cities of Curionópolis and Parauapebas, it is hosted by the Archean Rio Novo Group and consists mainly of two massive sulfide lenses that are concordant to subconcordant with the stratigraphy of the metavolcano-sedimentary host pile. These metric lenses have been thermally metamorphosed by the Estrela granitic complex (EGC), dated at 2.673 Ga, and locally deformed by shear zones. The ore is composed of chalcopyrite with lesser amounts of pyrrhotite, pyrite, cubanite, molybdenite, sphalerite and mackinawite, in this order of abundance. Gold occurs mostly within sulfide grains but its contents are generally below 1 ppm. Metals with more expressive concentrations are silver (8-11 ppm), cobalt (243-935 ppm) and nickel (773-2623 ppm). Rare-earth element totals are up to 42 ppm. Quartz, Mg-hornblende, fluorapatite and ilmenite are the most common gangue minerals. In the deposit area and surroundings three major hydrothermal events have been recorded. The oldest event (I) was contemporaneous with the formation of the host rocks in a submarine environment. The other two are related respectively to the emplacement of the EGC (event II) and the development of shear zones (event III). Successive fluid circulation caused the host rocks to be hydrothermally altered to mineral assemblages that characterize propylitization, silicification, tourmalinization and amphibolitization, in addition to local potassification and albitization. Mineralogical and chemical data allow to estimate at 480-300°C and 270-200°C, respectively, the prevalent temperature intervals of the events II and III. The massive nature of the sulfide ore, the concordant to subconcordant attitude of the lenses in relation to the host rocks, the temporal relationships between the lenses and the EGC, the occurrence of stratiform tourmalinite beds associated with the lenses, and the types of hydrothermal alteration are consistent with a volcanogenic massive sulfide typology. Geochronological data, albeit preliminary, corroborate this interpretation since they point to similar ages for both the mineralization and host rocks. On the other hand, the overwhelming dominance of chalcopyrite over iron sulfides and the uncommon occurrence of fluorapatite and ilmenite do not fit well the proposed model. A compromising hypothesis is to envisage a hydrothermal system in which fluids rich in Cu, P and Ti, derived from a hidden magmatic source, mixed with sea-water and debouched on to the seafloor where sulfides + Au were deposited.

Keywords: Carajás Mineral Province; Archean metavolcano-sedimentary sequence; cupro-auriferous mineralization; hydrothermal alteration; volcanogenic environment; A-type granite intrusion; shear zones)

INTRODUÇÃO A região Curionópolis-Parauapebas, localizada no sul do estado do Pará, faz parte do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, o qual corresponde à porção norte da Província Mineral de Carajás. Trabalhos de prospecção regional, realizados a partir da implantação do Projeto Carajás, definiram vários alvos e cedo ficou comprovado o potencial

cupro-aurífero dessa região. Seguiu-se, com a intensificação de programas exploratórios, a descoberta de vários depósitos sobretudo por parte da Rio Doce Geologia e Mineração - Docegeo. Uma das primeiras descobertas foi o depósito de Serra Verde que, por ser de pequeno porte, despertou, entretanto, o interesse apenas de garimpeiros que lá se instalaram em

1 Curso de Pós-graduação de Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Correa 1, 66075-900 Belém (PA), fone 091.211.1478, email: felipe@ufpa.br

2 Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Av. Augusto Correa 1, 66075-900 Belém (PA), fone 091.211.1478, email: netuno@ufpa.br

meados da década de 1970. Relatórios técnicos da UFPA, DNPM e CPRM registram a ocorrência do ouro na forma primária e secundária, mas a lavra restringiu-se aos colúvios e aluviões, atingindo o auge no início dos anos de 1980. A abundância de minerais secundários de cobre emprestava uma coloração verde ao manto saprolítico e às águas dos córregos, daí o nome de Serra Verde para a área.

A lavra, quando alcançou profundidades de cerca de 50 m, expôs duas lentes maciças de sulfeto, que passaram a constituir o minério principal. Do ponto de vista acadêmico, abriu-se a possibilidade de estudar a mineralização hipogenética do depósito, com ênfase no contexto geológico, rochas hospedeiras, constituição do minério e datação dos sulfetos. Foi então concebido o presente trabalho, que enfoca principalmente a mineralização cupro-aurífera, a alteração hidrotermal e aspectos genéticos do depósito de Serra Verde. Poucos artigos já foram publicados sobre este depósito. Um deles discute sobre os minerais de derivação supergênica (Costa & Costa 1985), enquanto os outros descrevem sucintamente suas principais características geológicas, isotópicas e estruturais (Reis & Villas 1999, Reis *et al.* 2001a, Reis *et al.* 2001b).

CONTEXTO GEOLÓGICO As rochas hospedeiras do depósito de Serra Verde constituem uma sequência metavulcanossedimentar pertencente ao Grupo Rio Novo (Araújo *et al.* 1988), de idade arqueana inferida pela datação de 2763 ± 7 Ma (U-Pb em zircões) que foi obtida para o complexo máfico-ultramáfico Luanga nele intrusivo (Machado *et al.* 1991). As relações de contato deste grupo com as rochas do embasamento (Complexo Xingu) não são claras, mas os dados geocronológicos disponíveis para este Complexo apontam idades entre 2798 e 2974 Ma (Machado *et al.* 1991; Pimentel & Machado 1994; Macambira & Lancelot 1996). As rochas daquela sequência metavulcanossedimentar têm sido descritas como um greenstone belt constituído de formações ferríferas do tipo silicático, rochas metabasálticas de afinidade toleítica e ultramáficas vulcânicas e subvulcânicas com contribuição piroclástica subordinada (Suito 1988; Barros 1997).

Bem próximo do depósito ocorre o complexo granítico Estrela (Barros 1997), também intrusivo na sequência metavulcanossedimentar, e de idade Pb-Pb em zircões determinada igualmente em 2763 $\pm$ 7 Ma (Barros *et al.* 2001). O magmatismo granítico paleoproterozóico (Dall'Agnol *et al.* 1994) está representado pela intrusão Cigano, datado em 1,88 Ga (Machado *et al.* 1991). Diques de espessura métrica de diabásio, diorito e dacito, ainda não datados, cortam as rochas do depósito e das circunvizinhanças.

Na evolução arqueana da região Curionópolis-Parauapebas são registrados três importantes eventos geológicos (Reis 2000). O mais antigo corresponde a um hidrotermalismo submarino que produziu mudanças mineralógicas e texturais nas rochas da sequência vulcanossedimentar. Esse metamorfismo hidrotermal teve abrangência regional e formou associações ricas em albita, quartzo, clorita, actinolita e turmalina, sem produzir deformação aparente nas rochas. Seguiu-se um evento termo-tectônico representado pela intrusão do complexo granítico Estrela (CGE), que induziu um metamorfismo termal-hidrotermal nas rochas encaixantes. O alojamento deste corpo foi acompanhado por uma tectônica coaxial N-S, cuja deformação, combinada com a dissipação do calor durante seu resfriamento, gerou indistintamente rochas foliadas e maciças (cornubianitos) nas auréolas de contato (Barros 1997). As ro-

chas situadas mais próximas da intrusão apresentam um grau médio de metamorfismo e uma foliação penetrativa, enquanto aquelas mais distantes estão mais hidrotermalizadas, bem menos foliadas e mostram baixo grau metamórfico. O terceiro evento está representado por uma propilitização relacionada à instalação de zonas de cisalhamento rúpteis a rúptil-dúcteis, provavelmente já no Paleoproterozóico.

Apesar de os produtos de metamorfismo regional não terem sido reconhecidos na área estudada, o termo xisto é genericamente usado para designar rochas de origem diversa, foliadas, relativamente ricas em filossilicatos e geradas durante os dois últimos eventos. Do mesmo modo, no grupo de rochas classificadas como metapsamitos não se descarta a possibilidade de existirem intercalações ocasionais de material de natureza pelítica ou mesmo piroclástica. Nesses metapsamitos, ainda que localmente, estão preservadas estruturas primárias como estratificação cruzada e marcas de ondulações.

O DEPÓSITO DE SERRA VERDE Aspectos Gerais O depósito de Serra Verde está localizado bem próximo da rodovia PA-275, a 12,4 Km da cidade de Curionópolis, no sentido de Parauapebas (Fig. 1). As operações de lavra abriram uma cava no topo de um morrote de orientação NW-SE, composta pelas subcavas norte, central e sul, que se alinham na direção 5°Az, e juntas medem 200 m de comprimento por cerca de 60 m de largura. A profundidade em relação ao topo do morrote varia de 30 a 60 m. Como feições distintivas da cava destaca-se um veio decamétrico de quartzo leitoso, encontrado na subcava sul, e duas lentes de sulfeto maciço, encontradas na subcava norte.

No depósito Serra Verde (Fig. 2) as rochas metassedimentares são dominantes, perfazendo cerca de 60% do conjunto metavulcano-sedimentar. Os vários tipos litológicos se intercalam em faixas contínuas e descontínuas, de 1 cm a 20 m de espessura, concordantes à foliação geral S_1 das rochas (N30°W/40-80°NE). Eles são maciços a acamadados e, em geral, ricos em quartzo, e mostram proporções variáveis de biotita, clorita, anfibólio e feldspatos. Há também variedades ricas em quartzo + clorita, além de rochas metamáficas e brechas. As tramas são variadas e em grande parte resultam da tectônica de colocação do CGE e da deformação relacionada com as zonas de cisalhamento de direções NW-SE, NE-SW e N-S.

Descrição da Cava A abertura da subcava sul se deu ao longo do veio de quartzo leitoso. Este veio, com direção geral N30°E e mergulho subvertical, tem cerca de 50 m de comprimento e 8 m de largura, mostrando contatos discordantes em relação às rochas encaixantes, dominadas por metarenitos cinzentos e variedades ricas em quartzo e anfibólios. Mais ao sul desta subcava, o veio mostra agregados de cristais centimétricos a decimétricos de actinolita. Na sua borda encaixante leste, observa-se uma rocha brechóide na qual fragmentos de quartzo e de rochas metamáficas, além de cristais de actinolita, ocorrem imersos em matrizes areno-argilosa e silicosa. Mais para o meio da subcava, afloram intercaladamente metamafitos, metarcósios e metarenitos bandados ou maciços, e rochas ricas em quartzo e clorita.

Na subcava central ocorrem metarenitos arcossianos intercalados com rochas ricas em quartzo e clorita e com biotita-quartzo xistos. Concordantemente e em contato brusco com essas rochas, aflora uma camada decamétrica de metamafito de textura granoblástica, constituída essencialmente de plágio-

Figura 1 - Localização do depósito de Serra Verde no contexto geológico do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás (modificado de Schobbenhaus et al. 1981, Docegeo 1988 e Faraco et al. 1996)

clásio e Mg-hornblenda. Mais adiante, esta rocha metamáfica mostra contato brusco com uma variedade maciça cinza esverdeada, bastante hidrotermalizada e composta por quartzo, clorita, biotita e feldspato potássico.

A partir daí, voltam a aparecer as intercalações de metare-

nitos e xistos descritos acima, os quais, já na subcava norte, passam concordantemente e com contato brusco, por vezes gradacional, para biotita-quartzo xistos finamente estratificados, metarcósios maciços e metamafitos. Todas essas rochas mudam para litotipos isotrópicos constituídos de quart-

Figura 2 - a) Geologia da área nas circunvizinhanças do depósito de Serra Verde; b) Seção N-S esquemática do depósito Serra Verde, ressaltando o modo de ocorrência das lentes de sulfeto maciço.

zo, plagioclásio, clorita, sericita e turmalina. Sulfetos e óxidos encontram-se disseminados tanto nessas rochas como em bolsões de quartzo nelas desenvolvidos.

As rochas ricas em quartzo e clorita, com ou sem plagioclásio, vêm a constituir o substrato da primeira e maior lente de sulfeto maciço. Sobrejacentemente, ocorre uma camada de cerca de 5 m de espessura de muscovita-clorita-quartzo xistos, os quais, em direção norte, gradam para uma sucessão de metapsamitos e xistos que, juntamente com rochas

metamáficas alteradas, formam o conjunto rochoso encaixante da segunda lente de sulfeto maciço, hoje submersa. No final da subcava norte e próximo à superfície, observa-se um dique microdiorítico de cerca de 5 m de espessura que se dispõe concordantemente à S_1 . Mais ao norte, além dos limites desta subcava, ocorre um dique de diabásio na direção 170° Az, provavelmente pertencente à unidade Cururu (Silva *et al.* 1974).

Principais Tipos Litológicos Na área do depósito ocorrem

1) metapsamitos, 2) xistos, 3) rochas ricas em quartzo e clorita, 4) rochas metamáficas e 5) brechas, além de diques.

METAPSAMITOS Nesta categoria estão incluídos metarenitos arcossianos, metarcósios, metarenitos e metaortoquartzitos. Os metarenitos arcossianos, que são os tipos litológicos dominantes no depósito, mostram bandas milimétricas a decimétricas, mais ou menos contínuas, definidas por variações na cor, composição e granulometria. As bandas são compostas por variáveis proporções de quartzo, Mg-hornblenda, biotita e plagioclásio (An_{10-28}), sendo epidoto, turmalina e titanita os principais minerais acessórios.

Os metarcósios contêm ou não feldspato potássico. Próximo a uma das lentes de sulfeto maciço, ocorre uma variedade cinza escura, de textura granoblástica, constituída de plagioclásio (An_{10-22}), quartzo, microclina e clorita, além de titanita, apatita e Mg-hornblenda como fases acessórias. Uma outra variedade apresenta alternância de bandas ricas em quartzo + plagioclásio e ricas em anfibólio, tendo acessoriamente turmalina, clorita, biotita, epidoto, leucóxênio e titanita.

Os metaortoquartzitos são subordinados e constituem tipos granoblásticos ricos em quartzo que apresentam coloração marrom amarelada e granulação média. Seu conteúdo mineralógico é definido por quartzo (95%) e biotita (5%).

Algumas amostras foram tentativamente classificadas de metagrauvacas. Elas são escuras, maciças e, ao microscópio, revelam freqüentes leitos quartzo-feldspáticos de granulação fina que, por vezes, suportam grãos mais grossos em arranjos poligonais e poiquiloblásticos. Os cristais de biotita, anfibólio, clorita e escapolita ocorrem normalmente em interstícios de cristais de quartzo e feldspatos, e raramente formam agregados monominerálicos.

XISTOS Duas associações minerais distintas caracterizam os xistos: 1) muscovita + biotita + quartzo e 2) biotita + muscovita + quartzo + clorita.

Os muscovita-biotita-quartzo xistos apresentam cor marrom tijolo e granulação média a grossa. Eles intercalam-se com os metarenitos arcossianos e com rochas metamáficas, atingindo a maior espessura (20 m) na subcava central. Além dos principais constituintes, ocorrem turmalina e opacos como acessórios. A alternância e orientação de faixas ricas em quartzo e biotita conferem às rochas uma trama granolepidoblástica, enquanto a ondulação e anastomose de palhetas de mica e filetes de quartzo levemente estirados, juntos com a muscovita intersticial, desenham uma foliação S-C local.

Os biotita-muscovita-quartzo-clorita xistos ocorrem no topo da lente de sulfeto de maior dimensão e hospedam a outra lente. Essas foliadas têm granulação média a grossa e são finamente foliadas com faixas semicontínuas heterogêneas a monominerálicas que lhes conferem uma trama granolepidoblástica.

ROCHAS RICAS EM QUARTZO E CLORITA Essas rochas ocorrem em vários locais da cava em meio às intercalações de metapsamitos, xistos e metamafitos, sendo mais abundantes na base da maior lente de sulfeto maciço. É possível, assim, que elas constituam o substrato dessa lente e marquem a zona por onde fluidos hidrotermais percolaram profusamente. Parte do quartzo, da clorita e do plagioclásio pode ser reliquiar e resultado do primeiro evento hidrotermal (submarino) registrado no Grupo Rio Novo. A clorita teria sido, então, reequilibrada du-

rante o metamorfismo termal do CGE e, posteriormente, a quando da instalação das zonas de cisalhamento.

Três variedades de rochas ricas em quartzo e clorita são reconhecidas: 1) de coloração cinza; 2) de coloração cinza esverdeada; e 3) com turmalina. As primeiras, que são encontradas próximas às lentes de sulfeto, mostram, quando muito, uma incipiente foliação, e exibem textura granoblástica, na qual cristais de plagioclásio e de quartzo apresentam contatos em pontos tríplices e granulação média a grossa. Na composição mineralógica figuram quartzo (50%), plagioclásio com An_{10-28} (30%) e clorita (10%), além de biotita, hornblenda, apatita, magnetita, ilmenita e calcopirita como fases acessórias. As variedades de coloração cinza esverdeada têm ocorrência mais ubíqua no depósito e granulação média. Alguns tipos são isotropos, enquanto outros exibem uma foliação regularmente espaçada. A composição mineralógica média aponta quartzo (45%), clorita (40%) e plagioclásio (15%), arranjados em tramas granoblásticas e lepidoblásticas, estas últimas desenhadas por faixas de clorita associadas com agregados quartzo-feldspáticos. Algumas amostras apresentam elevados teores de feldspato potássico de provável origem hidrotermal tardia. As variedades com turmalina ocorrem em meio a tipos metapsamíticos ricos em quartzo. Formam leitos centimétricos cinza-esverdeados, com abundante quartzo, turmalina e clorita, separados por leitos milimétricos de tonalidade mais escura enriquecidos em turmalina (>20%), caracterizando verdadeiros turmalinitos.

ROCHAS METAMÁFICAS As rochas metamáficas, via de regra, afloram pelo depósito em corpos alongados descontínuos, decimétricos a métricos, intercalados concordantemente com o acamamento da seqüência vulcanossedimentar (S_0). A granulação varia de média a grossa e a textura é granoblástica a localmente nematoblástica. Textura porfirítica reliquiar é ainda visível em algumas amostras, sugerindo a presença de corpos intrusivos subvulcânicos, de dimensões métricas. Duas variedades de rochas metamáficas foram distinguidas e representadas pelas seguintes associações: 1) plagioclásio (An_{12-37}) + hornblenda + tremolita-actinolita; e 2) plagioclásio (An_{10-12}) + hedenbergita + Mg-hornblenda.

BRECHAS São formadas por fragmentos centimétricos a decimétricos de rochas metavulcanossedimentares e ricas em quartzo e anfibólio, bem como de cristais de anfibólio (actinolita e Mg-hornblenda). A matriz é areno-argilosa e consiste de material quartzo-feldspático, finamente granulado, mesclado com clastos da rocha encaixante. Localmente observam-se agregados de cristais centimétricos a decimétricos de actinolita imersos em matriz quartzosa. A natureza dessa brecha é discutível, com as evidências indicando origem tectônica ou hidráulica (Reis 2000).

MINERALIZAÇÃO DE SULFETOS + Au **Modos de Ocorrência** No depósito de Serra Verde, os sulfetos ocorrem de forma maciça e disseminada. Os corpos de sulfeto maciço estão representados por duas lentes de dimensões decamétricas constituídas por mais de 70% de sulfetos. Na lente maior (30x15x10 m), disposta concordantemente a S_0 , destacam-se, dentre as fases sulfetadas, calcopirita (85%), pirrotita (5%), pirita (3%), cubanita (3%), molibdenita (2%) e esfalerita (1%). Ocorrem, também, outros sulfetos (< 2%) como mackinawita, covelita e esmitita. Na ganga figuram principalmente quartzo,

Mg-hornblenda, ilmenita, magnetita e fluorapatita, os quais encontram-se em cristais isolados ou em agregados na massa de calcopirita ou em planos de fratura. O ouro foi observado em fraturas de duplexes junto com a mackinawita e também em pintas na pirrotita (Fig. 3A) e na pirita. Os sulfetos disseminados são mais comuns nas rochas ricas em quartzo + clorita, que envolvem a maior lente de sulfeto, e nos metapsamitos acamadados. As disseminações chegam a representar cerca de 2% do volume da rocha que as contêm, sendo a calcopirita o sulfeto dominante, seguida da pirita e molibdenita. Elas também estão presentes nos bolsões de quartzo com anfibólio, os quais marcam localmente a base daquela lente.

Minerografia e Petrografia do Minério *SULFETOS*

Calcopirita A calcopirita apresenta dois modos principais de ocorrência: 1) disseminações nas rochas encaixantes, destacando-se agregados isolados que, às vezes, se acham corroídos por clorita; e 2) lentes maciças, em que forma um arcabouço no qual outros sulfetos e minerais de ganga estão imersos, e chega a constituir mais de 90% do minério. Ocorre ainda como inclusões em anfibólio (mais comumente), quartzo e fluorapatita, por vezes mostrando contatos curvos e lobados, ou em fraturas no sulfeto maciço e em planos de clivagem do anfibólio. É também observada em fraturas ou disseminada nos bolsões de quartzo e anfibólio na base da lente. Na borda das lentes é comum a calcopirita ocorrer cimentando cristais de quartzo e plagioclásio descalcificado. Quando associada à cubanita, geralmente forma intercrescimentos microscópicos que parecem seguir planos de clivagem de ambos os sulfetos.

Pirrotita A pirrotita ocorre em cristais isolados e em auréolas, bem como em bolsões, veios e vênulas de várias direções (Fig. 3 B-E). Essa diversidade de ocorrência pode estar refletindo diferentes estágios de um único evento ou mesmo diferentes eventos na evolução do depósito. Via de regra em grãos anédricos, a pirrotita também ocorre em cristais prismáticos. Em bolsões, mostra-se normalmente recristalizada com desenvolvimento de pontos tríplices. Análises difratométricas distinguem as variedades hexagonal e monoclinica, as quais ocorrem associadas ou não à pirita e eventualmente coexistem em veios e bolsões. A variedade hexagonal parece ser mais característica dos bolsões e de cristais isolados, enquanto a monoclinica é mais freqüentemente encontrada nas auréolas e em veios com restos de cubanita, quando forma, por vezes, estruturas semelhantes a pares conjugados (Fig. 3D). As auréolas são contínuas a semicontínuas e de espessura regular (mm até 1 cm), envolvendo e amoldando-se a cristais centimétricos a decimétricos de quartzo hialino, fluorapatita e anfibólio, que os isola da massa de calcopirita (Fig. 3E). Às vezes observa-se o desenvolvimento de uma fina franja de calcopirita separando a auréola de pirrotita do cristal de ganga envolvido. Há grãos de pirrotita que compõem veios e não exibem sinais de recristalização como aqueles dos bolsões, nem associam-se à cubanita. As bordas desses veios mostram-se fraturadas e, não raramente, contêm cristais de pirita com planos de clivagem preenchidos por pirrotita. Outros grãos de pirrotita, de forma prismática subédrica, concentram-se entre bandas simétricas de cubanita e ocupam a porção central de planos de fraturas, conjugadas ou não, que se encontram freqüentemente deslocadas (Fig. 3F). Por vezes, a pirrotita faz parte de intercrescimentos irregulares de calcopirita e cubanita. Essa pirrotita prismática (monoclinica) também não se apresenta recristalizada, o que sugere

formação à temperatura mais baixa, representando, possivelmente, uma geração mais tardia (Reis 2000).

Cubanita A cubanita foi observada somente em seções polidas, nas quais mostra cristais anédricos e subédricos condicionados, via de regra, por exsoluções e fraturas sempre dentro da calcopirita. Esse sulfeto desenha, juntamente com faixas de calcopirita e vênulas de pirrotita, uma certa foliação na lente de sulfeto maciço. São reconhecidas as seguintes formas de ocorrência da cubanita: 1) raros grãos rotacionados (Fig. 4A); 2) intercrescimentos com a calcopirita formando lamelas simples ou múltiplas; e 3) vênulas de bordas irregulares (corroídas). Os intercrescimentos com a calcopirita são definidos pela disposição de lamelas semicontínuas de bordas retilíneas que, por vezes, se apresentam suavemente dobradas (Fig. 4C). Essa feição pode ter resultado de exsolução ao longo de planos de clivagem da calcopirita seguida de encurvamento. Outras vezes a interseção dessas lamelas forma uma feição semelhante à dobra *chevron* (Fig. 4B). As lamelas simples de cubanita exibem bordas retilíneas e várias delas estão associadas a sistemas de fraturas que as cortam ou são por elas cortados, o que pode representar várias gerações de cubanita ligadas a diferentes pulsos de fluidos que acompanharam o desenvolvimento dessas fraturas. Já as vênulas de cubanita de bordas irregulares por vezes cortam as lamelas deste mesmo sulfeto e comumente apresentam pirrotita monoclinica prismática nas suas partes mais centrais, como já descrito.

Pirita A olho nu, a pirita somente é observada nas rochas encaixantes das lentes de sulfeto em grãos disseminados juntos aos de quartzo. Sob o microscópio, nota-se que ela está inclusa na calcopirita e na pirrotita, ocorrendo em cristais eudíricos e subédricos geralmente fraturados (Fig. 4D). As fraturas acompanham por vezes os planos de clivagem, ao longo dos quais a pirita está parcialmente substituída por pirrotita e calcopirita, e não raro lembra a textura do tipo *boxwork*. Nos bolsões de pirrotita recristalizada, os cristais de pirita ora mantêm relações de equilíbrio, ora mostram-se transformados parcialmente para calcopirita e pirrotita, apresentando contatos de corrosão ou transicionais com estes dois outros sulfetos. Alguns cristais de pirita acham-se circundados por auréola de pirrotita (Fig. 4E), o que implica serem eles anteriores ao desenvolvimento dessa feição.

Molibdenita A molibdenita associa-se à calcopirita quase sempre em cristais placosos, isolados e bem formados, que se mostram algumas vezes retorcidos. Forma agregados de tamanhos milimétricos a centimétricos que ocorrem no sulfeto maciço, nos bolsões de quartzo e anfibólio (Fig. 4F), e nas rochas hospedeiras subjacentes às lentes.

Esfalerita A esfalerita forma pequenos grãos anédricos e subédricos nos veios, nas auréolas de pirrotita e na calcopirita da lente maciça. Seu alto teor em ferro é denunciado pela sua opacidade e pelas poucas reflexões internas de coloração avermelhada.

Covelita A covelita foi observada com mais freqüência nos sulfetos disseminados. Tanto nas lentes maciças como nas rochas hospedeiras, ela ocorre em cristais anédricos que, em geral, estão associados à calcopirita em fraturas.

Um mineral cinza com anisotropia e birrefletância (cinza

Figura 3 - A) Pintas de ouro (Au) < 125 µm de comprimento em fraturas na pirrotita. B) vênulas e grãos (círculos tracejados) de pirrotita (Po) na massa de calcopirita; C) vênula deformada de pirrotita (Po) cortando a massa de calcopirita (Cp); escala em centímetros; D) vênulas de pirrotita (Po) em par conjugado na massa de calcopirita (Cp); E) auréola (tracejada) de pirrotita (Po) em grão de quartzo (Qz); escala em centímetros; F) pirrotita (Po) associada com faixas de cubanita (Cub) (ocorência delimitada aproximadamente pelas linhas tracejadas) em planos de fratura deslocados na massa de calcopirita (Cp).

claro a escuro) fortes foi tentativamente identificado como mackinawita. Este sulfeto ocorre, via de regra, na calcopirita da lente maciça em cristais alongados que, às vezes, se mostram claramente deformados e encaixados em fraturas, denunciando controle estrutural. Cristais euédricos, claramente posteriores ao intercrescimento da calcopirita com a cubanita, são outra forma de ocorrência da mackinawita (Fig. 4F) que, em certos depósitos, se formou em torno de 200°C (Krupp 1991).

MINERAIS DE GANGA Os minerais de ganga apresentam-se, de modo geral, bem formados e com dimensões que variam de poucos milímetros até vários centímetros, constituindo verdadeiros porfiroblastos. Há, contudo, formas anédricas comuns em fraturas. A ganga constitui aproximadamente 30% da lente maciça e é formada por quartzo (35%), anfibólio (30%), fluorapatita (18%) e ilmenita (15%). Estilpnomelano, magnetita e biotita ocorrem acessoriamente. Como minerais traços ocorrem tremolita, talco, zircão, rutilo, leucocênio e aenigmatita (?).

Quartzo O quartzo ocorre nas lentes e nas rochas encaixantes formando cristais isolados e bolsões. Os cristais isolados têm dimensões milimétricas a centimétricas, formas euédricas e subédricas (Fig. 5A), alguns em prismas piramidais hexagonais, e tendem a ser hialinos. Nos bolsões, o quartzo tem aspecto leitoso e preenche interstícios e/ou fraturas em agregados de cristais euédricos de hornblenda, fluorapatita ou ilmenita, com os quais exibe contatos retilíneos, lobados e irregulares. O modo de ocorrência e o grau de transparência dos cristais de quartzo são sugestivos de origens distintas.

Anfibólios Cristais de Mg-hornblenda e actinolita (Reis 2000) são encontrados como porfiroblastos isolados dentro da matriz calcopirítica das lentes de sulfeto maciço, ou formando bolsões decimétricos com ou sem quartzo leitoso. Há um zoneamento composicional nesses anfibólios, em que estreitas faixas verde claras bordejam um grande núcleo não pleocróico. Constatam-se, também, embora com menos frequência, grandes núcleos pleocróicos de Mg-hornblenda bordejados por finas faixas actinolíticas não pleocróicas. Ambas as variedades de anfibólio formam cristais tabulares, subédricos e euédricos, de tamanhos milimétricos a centimétricos, e mostram frequentemente bordas de reação com a calcopirita. Salienta-se que, nos bolsões, os contatos entre cristais de anfibólio e de quartzo são também corroídos.

Fluorapatita A fluorapatita, identificada por meios ópticos e difratométricos, ocorre na lente maciça tanto nos bolsões de quartzo como imersa na calcopirita (Fig. 5B). Este fosfato encontra-se, muitas das vezes, associado à ilmenita, o que sugere uma origem comum para esses dois minerais. Apresenta-se em cristais anédricos a subédricos isolados ou em agregados de coloração verde esbranquiçada, com comprimento que varia de 2 até 15 cm. Não raro, a fluorapatita desenvolve prismas hexagonais, ou apenas a porção piramidal desses prismas, alguns deles com fraturas preenchidas por calcopirita. Concentrações desse fosfato ocorrem, via de regra, em planos de fraturas, junto com a ilmenita.

Ilmenita A ilmenita ocorre principalmente em cristais subédricos e euédricos, com alguns milímetros até 2 cm de comprimento (porfiroblastos), e em concentrações centimétricas disformes relacionadas com fraturas. Esse óxido apresen-

ta-se, muitas das vezes, associado à fluorapatita, mas é também encontrado isoladamente em meio à calcopirita da lente maciça. Está ainda presente em bolsões de quartzo (Fig. 5C), no interior de cristais de anfibólio da lente de sulfeto e nas rochas metamáficas encaixantes. As exsoluções de magnetita são raras e ocorrem na forma de gotas e de maclas polissintéticas finas.

Estilpnomelano Duas variedades de estilpnomelano, em acículas euédricas inferiores a 1 mm, são reconhecidas. A mais abundante ocorre tanto na massa de calcopirita como nos bolsões de quartzo, e tem como características ópticas cor marrom e um forte pleocroísmo que varia de marrom a amarelo. A outra, encontrada em alguns bolsões de anfibólio e quartzo da lente maciça, é verde e não exibe pleocroísmo. A primeira variedade mostra íntima relação com as auréolas de pirrotita que contornam cristais da ganga, principalmente o anfibólio (Fig. 5D). A cor verde é devida ao cátion Fe^{+2} , enquanto a marrom decorre da dominância de Fe^{+3} (Brown 1971; Miyano 1982), o que pode ser uma indicação da mudança do estado de oxidação dos fluidos hidrotermais. O estilpnomelano ocorre ainda em planos de clivagem da calcopirita (Fig. 5E). Por vezes, parece derivar da desestabilização da biotita, que mostra então contatos de disequilíbrio.

Magnetita Embora rara, a magnetita é encontrada na massa de calcopirita em grãos subédricos milimétricos ou menores. Este óxido associa-se também à ganga, principalmente à Mg-hornblenda, em grãos lentiformes relativamente maiores.

Biotita A biotita no interior da lente maciça ocorre em lamelas bem formadas e com forte pleocroísmo, marrom a marrom avermelhado, exibindo algumas vezes contatos transicionais com o estilpnomelano (Fig. 5F). Uma outra variedade, menos freqüente, aparece em lamelas mal cristalizadas de contatos irregulares com a calcopirita e o anfibólio, e apresenta pleocroísmo verde a verde pálido.

Além desses minerais, ocorre um outro que tem cor marrom avermelhada, relevo alto, ângulo 2V pequeno e forte pleocroísmo de marrom a marrom avermelhado e é claramente um mineral secundário, possivelmente derivado da alteração da arfvedsonita, cujos vestígios podem ainda ser observados. Com base nessas propriedades ópticas, ele foi tentativamente identificado como aenigmatita ($\text{Na}_2\text{Fe}^{++}_5\text{TiSi}_6\text{O}_{20}$).

Feições Texturais e Variedades Minerais Relacionadas aos Três Eventos Reconhecidos na Região Curionópolis-Parauapebas e Seqüência Paragenética dos Sulfetos À guisa de praticidade descritiva, serão doravante designados por algarismos romanos os três eventos de grande amplitude que ocorreram na região de Curionópolis-Parauapebas: o hidrotermalismo submarino (evento I), o metamorfismo do CGE (evento II) e a instalação das zonas de cisalhamento (evento III). Da mesma forma, estes algarismos serão usados para discriminar diferentes gerações de um mesmo mineral que foram produzidas durante esses eventos.

Como os sulfetos em geral não são suscetíveis às grandes mudanças mineralógicas comuns à maioria dos silicatos durante o metamorfismo, já que podem permanecer estáveis em um considerável intervalo de P e T (Vokes 1969, Craig & Vokes 1993), é comum eles mostrarem somente alguns ajustes texturais, tornando-se difícil precisar o grau metamórfico com

Figura 4 - A) Grão rotacionado (tracejado) de cubanita (Cub), dentro da massa de calcopirita (Cp); B) Intercrescimento de cubanita (Cub) com a calcopirita (Cp) semelhante à dobra chevron, que pode representar direções cristalográficas de faces diferentes; C) cristal subédrico (tracejado), provavelmente de mackinawita (Mac), cortando o intercrescimento encurvado de calcopirita-cubanita (Cp-Cub); D) cristal subédrico fraturado (tracejado) de pirita (Pi) em contato com pirrotita (Po) e calcopirita (Cp); E) grão de pirita (Pi) parcialmente circundado por auréola de pirrotita (Po); e F) agregado de molibdenita (Mb) em massa de calcopirita (Cp) presente em bolsão com quartzo e anfibólio (escala em centímetros);.

Figura 5 - A) Cristais subédricos de quartzo (Qz) imersos em massa de calcopirita (escala em centímetros); B) porção basal de cristal subédrico de fluorapatita (Apt) em meio à massa de calcopirita (escala em centímetros); C) grão de ilmenita (Ilm) em meio a uma massa quartzosa cortada por vênula de apatita (Apt) e ilmenita; D) acículas de estilpnomelano (Est) entre calcopirita (Cp) e pirrotita (Po) que ocorre na forma de auréola bordejando cristal de anfibólio (porção inferior escura); E) acículas de estilpnomelano (Est) em planos de clivagem de calcopirita (Cp) dentro de cristal de magnésio-hornblenda (Mg-Hb); e F) lamela de biotita (Bt) em associação com o estilpnomelano (Est) mostrando contatos gradativos.

base apenas nas fases sulfetadas. Ajustes intra e intercrystalinos podem levar à formação de exsoluções e à destruição de texturas preexistentes (Evans 1989). Algumas feições são, assim, ambíguas quanto à definição do evento em que foram produzidas, de modo que há um certo grau de subjetividade nas interpretações paragenéticas aqui feitas.

EVENTO I A sequência paragenética proposta (Fig. 7) mostra que a maioria dos sulfetos foi recorrente nos eventos hidrotermais assinalados na região Curionópolis-Parauapebas. É muito difícil, face à superposição de eventos, inferir a composição do minério original, mas as evidências petrográficas não deixam dúvidas de que a formação das lentes maciças de sulfetos foi anterior à intrusão do CGE.

Ao evento I, atribui-se, assim, a calcopirita IA (do minério maciço), a pirrotita IA (que deu origem aos porfiroblastos granulares), a pirita IA (cristais euédricos com feições de corrosão), a molibdenita I (?), a cubanita I (?) e a esfalerita. O minério disseminado, formado tanto pela calcopirita IB como pela pirita IB, é também produto deste evento haja vista sua associação proximal com a lente maciça e com os bolsões de quartzo leitoso nela encontrados.

EVENTO II O aumento de temperatura tende a provocar a dessulfetação dos corpos de sulfetos, produzindo pirrotita às custas da pirita ($\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \frac{1}{2} \text{S}_2$). Em algumas amostras de Serra Verde, observam-se grãos de pirita, parcialmente destruídos, dentro de bolsões de pirrotita. Essa transformação ocorre, via de regra, a temperaturas acima de 300°C (Craig & Vokes 1993) e, por isso, é associada ao metamorfismo imposto pelo CGE. Nas lentes maciças teria sido, então, gerada a

Eventos Minerais	Hidrotermalismo submarino		Metamorfismo do CGE		Zonas de cisalhamento	
	T* 360	300°C	T ⁶ 480	300°C	T ⁵ 270	200°C
Calcopirita	■		■		■	
Pirrotita	■		■		■	
Pirita	■				■	
Cubanita		?			■	
Molibdenita	?				■	
Esfalerita		■		?		?
Mackinawita						

OBS: a dimensão das elipses corresponde à abundância de um mineral em determinado evento.

T* Temperatura estipulada com base nos dados para depósitos vulcanogênicos de Sangster (1999) e Franklin et al. (1981); e de formação da actinolita (Bird et al. 1984); T⁵ Temperatura com base no geotermômetro da clorita e na presença de pirrotita monoclinica; e T⁶ Temperatura inferida a partir da formação de pirrotita por dessulfetação (Craig & Volkes 1993) e das associações metamórficas da zona da biotita.

Figura 6 - Sequência paragenética dos sulfetos formados nos três grandes eventos hidrotermais relacionados com o depósito de Serra Verde.

pirrotita IIA (hexagonal), que é encontrada em bolsões recristalizados (Fig. 7), provindo provavelmente da dessulfetação da pirita IA e da calcopirita IA. Juntamente com essa pirrotita metamórfica, formou-se a cubanita IIA que é encontrada em faixas isoladas e em intercrescimentos regulares com a calcopirita IIA, às vezes suavemente encurvados.

Evidências de remobilização estão no preenchimento de fraturas ao longo das quais fluidos hidrotermais, relacionados com a intrusão do CGE ou com zonas de cisalhamento, percolaram. Bordas de reação entre sulfetos e a ganga são frequentes, particularmente entre a calcopirita IA e Mg-hornblenda, e caracterizadas pela corrosão e pelo embaiamento de cristais da ganga, culminando, às vezes, com a penetração dos sulfetos que chegam a isolar porções de cristais do anfibólio, em típica textura "ilha oceânica" (*sea island*). A Mg-hornblenda é aqui interpretada como produto metamórfico da actinolita ou mesmo da clorita que comumente se formam durante o hidrotermalismo submarino (Mottl 1983). Núcleos de actinolita bordejados por Mg-hornblenda dão suporte a esta interpretação.

Porfiroblastos de pirrotita IIB (Fig. 3A) e de pirita (IIA, IIB e IIC), estes últimos apresentando-se respectivamente em 1) veios deformados de pirrotita, 2) parcialmente envolvidos por auréolas de pirrotita (Fig. 4D e 4E), ou 3) isolados na matriz calcopirítica são, assim, considerados produtos metamórficos relacionados com o evento II. Também, o são os porfiroblastos eudrais de Mg-hornblenda, quartzo, fluorapatita e ilmenita, bem como as bordas de reação entre estes minerais de ganga e os sulfetos, os limites curvos de grãos e os contatos poligonais locais.

Lamelas de exsolução representadas por intercrescimentos da calcopirita II com a cubanita IIA (Fig. 4C) e a cubanita IIB de bordos lisos podem ter sido formadas durante o resfriamento do CGE. Esses intercrescimentos mostram faixas contínuas e regulares, algumas das quais devem ter sido, posteriormente, encurvadas pelo cisalhamento. Essas exsoluções podem ter sido

Figura 7 - Feições de recristalização em pontos tríplices (indicados pelas setas) em bolsão de pirrotita (Po) dentro da calcopirita (Cp) que mostra contatos de reação com a pirita (Pi) reliquiar.

geradas por reequilíbrio da calcopirita em resposta a resfriamento ocorrido na área de Curionópolis. As exsoluções, de um modo geral, auxiliam na estimativa da temperatura de processos metalogenéticos. O intervalo 250-300°C é característico para a exsolução calcopirita-cubanita (Picot & Jonan 1982). Contudo, exsoluções também podem ser geradas por oxidação de soluções sólidas (Vaughan & Craig 1997).

A circulação dos fluidos hidrotermais, acionados pelo resfriamento do CGE ou talvez pela instalação de zonas de cisalhamento, levou à substituição parcial de sulfetos preexistentes e à formação de bordas corroídas entre os minerais da ganga e a massa de calcopirita IA.

EVENTO III Com base nas temperaturas de formação da pirrotita monoclinica (Kissin 1974) e da clorita (Reis 2000), pôde-se inferir que o regime termal, durante o evento III, variou de 200 a 270°C.

Nesse evento deu-se, também, a maior produção de pirrotita e cubanita, cujas relações temporais são incertas, mas as evidências favorecem ter a pirrotita IIIA, a qual está presente em veios deformados (Fig. 3C), precipitado primeiro. Foram geradas ainda a calcopirita IIIA, que está cisalhada e é observada em fraturas nos bolsões de quartzo, bem como a pirrotita IIIB (Fig. 3E, 4D e 4E) presente nas auréolas, as quais não mostram sinais de deformação. Sem grandes dificuldades, poder-se-ia explicar a formação dessas auréolas quando estão conectadas a fraturas. A explicação torna-se difícil se as fraturas forem ausentes, caso em que se levanta a hipótese de as auréolas resultarem da dessulfetização da calcopirita acompanhada da perda de Fe e Cu para os fluidos hidrotermais (Reis 2000), de acordo com reação do tipo $2\text{CuFeS}_2 \rightarrow 2\text{Fe}_{1-x}\text{S} + 2x\text{Fe}^{++} + 2\text{Cu}^{++}$. Há, também, a possibilidade de os condutos do fluido hidrotermal existirem, mas não serem visíveis por falta de observação tridimensional.

Importante mineral da ganga para definição do segundo evento metamórfico no minério é o estilpnomelano. Ele ocorre dentro da massa de calcopirita IA e é observado interna e externamente às auréolas de pirrotita IIIB que envolvem o quartzo e o anfibólio, e ocasionalmente em contato transicional com a biotita marrom avermelhada (Fig. 5F). A associação estilpnomelano e biotita define um grau metamórfico baixo, zona da clorita. Todavia, esta associação pode persistir metaestavelmente sem muscovita até a zona da biotita (Yardley 1989). No sulfeto maciço de Serra Verde a muscovita não foi encontrada. Durante o evento III provavelmente formou-se a borda de actinolita que envolve núcleos de Mg-hornblenda (anfibólio de grau metamórfico maior).

Lamelas de exsolução isoladas e alguns intercrescimentos mais irregulares entre calcopirita IIIB e cubanita IIIB (Fig. 4B), bem como as vênulas de pirrotita IIIC e cubanita IIIA, podem também ser interpretadas como produtos do evento cisalhante. Conforme a composição do fluido hidrotermal ou a natureza do meio percolado (no caso de Serra Verde é a calcopirita), o sulfeto que inicialmente se forma em fraturas muda gradativamente de composição, gerando o bandamento simétrico descrito anteriormente (Ramdohr 1976; Guilbert & Park 1986). Seria o caso, por exemplo, da cubanita que bordeja a pirrotita IIIC de fraturas (Fig. 3F) via reação do tipo $\text{CuFeS}_2 + (2-x)\text{Fe}^{++} + \text{S}_2 \rightarrow \text{CuFe}_{2-x}\text{S}_3 + \text{Fe}_{1-x}\text{S}$.

As gerações de cubanita, que ocorrem como faixas isoladas na calcopirita e são distinguidas pela forma de seus contatos, são exemplos de ajuste textural metamórfico. É provável que a

maior parte dessas feições, que não apresentam sinais de deformação e estão associadas a fraturas e à mackinawita, tenha sido produzida em diversos estágios do cisalhamento. Por sua vez, a cubanita que ocorre em faixas com bordos irregulares (reativos) pode ser produto de remobilização nos estágios tardios dos fluidos hidrotermais ligados ao evento III. A irregularidade das faixas com cubanita de bordas corroídas e a frequente presença de pirrotita contrasta com o suave encurvamento apresentado por intercrescimentos formados com a cubanita de bordas mais retilíneas, os quais não devem ter sido originados por cruzamento de fraturas e podem representar meras exsoluções como já descrito. São interpretados como também pertencentes a este evento os porfiroblastos rotacionados de cubanita (Fig. 4A).

Assim, a profundidades menores, podem ter sido produzidas a pirrotita IIIC e a cubanita IIIA, que ocorrem associadas a feições de preenchimento, como também a cubanita IIIB. A temperaturas mais baixas ($\approx 200^\circ\text{C}$), formaram-se as variedades de mackinawita e, mais tardiamente, a cubanita IIIC, que ocorre em faixas de bordos lisos que cortam e são cortadas por fraturas. Essas variedades devem registrar os últimos estágios da mineralização no evento III, juntamente com calcopirita, molibdenita e ouro disseminado em fraturas cisalhantes.

A comum associação da pirrotita IIIC com calcopirita I e cubanita IIIA em semelhantes feições estruturais é sugestiva de que o primeiro sulfeto possa derivar dos outros dois, para o que corrobora a temperatura de formação da clorita encontrada nas bandas de cisalhamento, inferior a 254°C e coincidente com aquela da pirrotita monoclinica (Reis 2000).

Na tabela 1 estão sumarizados os modos de ocorrência das principais fases sulfetadas que se formaram durante os eventos I, II e III.

Composição Química do Minério Todas as análises foram realizadas nos laboratórios da Lakefield Geosol Ltda. em Belo Horizonte (MG). Dez amostras de sulfeto maciço foram analisadas para Co, Ni, Zn, Sn, Mo, Au, Ag, U, Th e ETR. Outras seis foram também analisadas, porém somente para os seis primeiros elementos, bem como para Cr e Pb. Os teores de ETR foram determinados por espectrometria de plasma, os de U, Th e Sn por fluorescência de raios-X (pó prensado), os de Au por ensaio de fusão/absorção atômica e os dos demais elementos por digestão multiácida/absorção atômica. Para o método/técnica empregado, os limites de detecção foram os seguintes: Co e Pb (8 ppm); Ni, Zn, Cr e Ag (3 ppm); Sn (20 ppm); Au (5ppb); Mo e Th (5 ppm); U (10 ppm); La e Nd (0,5 ppm); Ce (1 ppm); Sm e Dy (0,1 ppm); Eu, Ho, Er e Yb (0,05 ppm); Gd (0,2 ppm) e Lu (0,03 ppm).

Da tabela 2 constam somente os resultados para Co, Ni, Zn, Au e Ag, já que as concentrações de Pb, Cr, Mo, Sn, U e Th ficam abaixo do limite de detecção. Surpreendem apenas os dados para Mo (à exceção de uma amostra, todos abaixo de 5ppm), os quais conflitam com a observação minerográfica, já que as proporções médias de molibdenita no minério foram estimadas em 2%. Convém salientar, entretanto, que em nenhuma das amostras analisadas esse sulfeto era visível, levando a admitir uma distribuição muito errática para a molibdenita ou uma formação independente daquela da lente de calcopirita. Nessa linha de raciocínio, os teores de Zn, alguns ultrapassando 0,2%, não só refletem as quantidades de esfalerita no minério, mas também uma íntima relação genética com o Cu.

Os teores de Co e Ni são variáveis, mas, de modo geral,

Tabela 1 - Modos de ocorrência das principais fases sulfetadas do depósito de Serra Verde formadas durante os três mais importantes eventos hidrotermais na região de Curionópolis-Parauapebas

EVENTOS/PRINCIPAIS FASES SULFETADAS	CALCOPIRITA	PIRROTITA	CUBANITA	PIRITA
HIDROTHERMALISMO SUBMARINO (I)	IA – a que compõe as lentes maciças IB – disseminações nos bolsões de quartzo e nas rochas encaixantes das lentes maciças	I – grãos pré-blastese	I – grãos pré-blastese (?)	IA – cristais xubédricos com feições de corrosão IB – disseminações nas rochas encaixantes das lentes maciças
HIDROTHERMALISMO ASSOCIADO À INTRUSÃO DO CGE (II)	II – intercrescimentos regulares com a cubanita IIA	IIA – em bolsões recristalizados IIB – porfiroblastos	IIA – intercrescimentos com a calco-pirita IIA IIB – em vênulas de bordos lisos IIC – porfiroblastos	IIA – porfiroblastos corroídos em veios de pirrotita IIB – Porfiroblastos subedrais envolvidos parcialmente por auréolas de pirrotita IIC – porfiroblastos isolados imersos na matriz calcopirítica
HIDROTHERMALISMO ASSOCIADO ÀS ZONAS DE CISALHAMENTO (III)	IIIA – grãos cisalhados em fraturas ou em bolsões de quartzo IIIB – Intercrescimentos irregulares com a cubanita IIIB	IIIA – em veios deformados IIIB – a que compõem as aureólas IIIC – vênulas orientadas	IIIA – associada à pirrotita IIIC IIIB – intercrescimentos com a calcopirita IIIB IIIC – em vênulas de bordas irregulares presentes na matriz calcopirítica IIID – porfiroblastos rotacionados	III – disseminações em fraturas associadas com cisalhamento

quanto mais elevados os teores de Ni, mais elevados são os de Co, com uma distribuição aproximadamente linear. As razões Ni/Co variam dentro de um pequeno intervalo (2,83 a 6,33), o qual torna-se ainda mais estreito, de 3 a 5, se apenas 12 das 16 amostras forem consideradas. Isso pode indicar uma mesma fonte para Co e Ni, a mais provável sendo as rochas metavulcânicas máficas do Grupo Rio Novo. Os inexpressivos teores de Cr podem significar que este metal foi eficientemente fracionado na produção da cromita presente nos corpos máfico-ultramáficos associados com esse grupo, a exemplo da intrusão Luanga. Quanto à prata, suas concentrações são bastante uniformes, com média de 9,7 ppm, diferentes das do Au que são pouco mais variáveis - o maior valor não chega a ser três vezes o menor - e inferiores a 1 ppm. Em decorrência, as razões Au/Ag são muito baixas e caem na faixa de $(1,7 \text{ a } 7,2) \times 10^{-2}$. Quanto aos ETR (Tab. 3), a soma desses elementos cobre o intervalo de 3 a 42 ppm, com média em cerca de 20 ppm, 80%

dos quais representados pelo La, Ce e Nd. O padrão de distribuição (Fig. 8) mostra uma moderada inclinação com razões (La/Yb)_n entre 4,56 e 48,20 e moderadas a fortes anomalias negativas de Eu. A sistemática inversão dessa tendência registrada com o Lu é intrigante e é possível que seja devida a problemas analíticos. Esse padrão é muito similar ao do CGE (Barros 1997), se bem que neste os teores de ETR sejam bem mais elevados, e muito provavelmente foi impresso nas lentes de sulfeto maciço pelos fluidos hidrotermais relacionados àquela intrusão.

Alteração Hidrotermal A distribuição espacial dos produtos da alteração hidrotermal é muito irregular. São observadas amostras preservadas lado a lado de outras bastante alteradas e, muitas vezes, torna-se impraticável a distinção entre alguns produtos formados nos três principais eventos hidrotermais (I, II e III). Não obstante, estão sintetizados na tabela 4 os mais

prováveis produtos desses eventos que foram observados na região de Curionópolis-Parauapebas.

O evento hidrotermal mais antigo (I) foi contemporâneo à formação dos protólitos do Grupo Rio Novo e é caracterizado por processos aqui designados de propilitização I, turmalinização I e silicificação I. Apesar de a alteração propilitica ser recorrente até o evento III, a associação albita + clorita

+ actinolita + escapolita + quartzo, presente nas rochas metamáficas a certa distância do CGE e com texturas vulcânicas preservadas, é relacionada à propilitização I. Também o é a tremolita observada nas rochas metaultramáficas. No depósito, afloram clorititos e rochas ricas em quartzo e clorita, algumas envolvendo a lente maior de sulfeto. Sem dúvida, grande parte da clorita foi reequilibrada durante os eventos posteriores, mas a variedade euédrica que ocorre junto à turmalina em rochas ricas em quartzo e clorita provavelmente é a que mais se aproxima da composição original por ser a mais rica em Mg, consoante o que ensinam os experimentos de Mottl (1983). A turmalina que se encontra disseminada nas rochas encaixantes ou em agregados (turmalinitos) é de composição dravítica (Reis 2000) e registra a turmalinização I ligada ao hidrotermalismo submarino. Os turmalinitos formam leitos semicontínuos finos (de alguns mm a 1 cm de espessura), paralelos ao acamamento das rochas metassedimentares, e podem ser, assim, evidência indireta de processos exalativos singenéticos. Em rochas sedimentares, as variedades magnesianas podem ser produto diagenético de precipitados químicos ou de modificações metassomáticas provocadas por exalações vulcânicas durante a sedimentação (Slack *et al.* 1984). Na lente maciça, a silicificação I produziu quartzo semi-hialino, que ocorre em cristais subédricos a euédricos na massa de calcopirita, e agregados de quartzo com sulfetos $\pm$ fluorapatita $\pm$ ilmenita em bolsões no contato inferior da lente.

O CGE contribuiu com Na, K, B e sílica para os fluidos do sistema hidrotermal convectivo gerado com seu alojamento, mas as evidências de metassomatismo são apenas locais. Veios de quartzo que ocorrem na área de Curionópolis associados ou não com anfibólio, bem como bolsões e veios de quartzo leitoso que ocorrem recristalizados e mal-formados no sulfeto maciço são possíveis produtos da silicificação II. Registros da potassificação II estão não só nos veios milimétricos a centimétricos de microclina, às vezes lenticularizados, que cortam o acamamento (S_0) e a foliação S_1 de rochas metassedimentares, como também nos veios com quartzo, schorlita e biotita, de espessura entre 5 e 10 cm, atravessando suborizon-

Tabela 2 - Teores de alguns elementos traços em amostras do sulfeto maciço de Serra Verde, Província Mineral de Carajás.; Au em ppb; demais elementos em ppm. nd = não determinado

AMOSTRA	Co	Ni	Zn	Au	Ag
SV2VPO-A	288	1258	434	792	11
SV2VPO-B	400	1500	1100	775	nd
SVPO2IM	327	926	835	438	9
SVOP	293	1251	656	396	10
SVOP-A	265	1185	535	198	11
SVOP-B	590	2218	391	333	10
SVCRQ2	243	773	769	188	9
SVCP2FG	339	1442	626	188	10
SVPOFU-AQ	341	1706	314	208	9
TM2VPO	935	2623	548	135	8
SVFRCP	400	1700	1400	97	nd
SVPOFU	500	2400	800	181	nd
SVAUR	300	1900	1400	130	nd
SVAPO	600	2200	1000	167	nd
SVVPO-A	293	1411	338	583	10
SVVPO-B	300	1600	1000	391	nd

Tabela 3 - Teores dos elementos terras raras (ppm) nas lentes de sulfeto maciço do depósito de Serra Verde, Carajás

AMOSTRA	SV2VPO	SVPO2IM	SVOP	SVOP-A	SVOP-B	SVCRQ2	SVCP2FG	SVPOFU-AQ	TM2VPO	SVVPO
La	15,420	2,602	0,978	1,767	3,180	9,981	5,755	0,757	0,795	5,756
Ce	30,950	5,043	1,232	2,659	5,650	18,01	10,90	1,402	1,591	9,641
Nd	14,644	2,393	0,412	1,441	1,622	9,700	5,159	0,560	0,585	4,034
Sm	1,365	0,545	0,094	0,310	0,300	2,179	1,087	0,102	0,095	0,396
Eu	0,265	0,058	0,019	0,023	0,048	0,103	0,053	0,020	0,022	0,019
Gd	1,250	0,578	0,082	0,295	0,273	1,765	0,725	0,118	0,082	0,399
Dy	0,683	0,464	0,055	0,201	0,145	1,161	0,338	0,109	0,098	0,269
Ho	0,124	0,077	0,010	0,040	0,028	0,203	0,059	0,030	0,021	0,046
Er	0,289	0,195	0,033	0,109	0,071	0,531	0,133	0,090	0,065	0,141
Yb	0,216	0,186	0,031	0,099	0,068	0,396	0,081	0,112	0,057	0,129
Lu	0,057	0,059	0,014	0,032	0,031	0,063	0,035	0,045	0,024	0,056
(La/Yb) _n	48,20	9,44	21,26	12,04	31,55	17,00	47,91	4,56	9,42	30,13
(Eu _n /Eu ₊)	0,610	0,314	0,647	0,229	0,504	0,156	0,172	0,556	0,745	0,145

talmente as rochas metassedimentares da subcava central. A maior evidência da propilitização II é denunciada por cristais isolados ou agregados de escapolita que, por vezes, substituem grãos de plagioclásio tanto das rochas metamáficas como das metassedimentares nas vizinhanças do depósito. Efeitos de metassomatismo sódico manifestam-se com o desenvolvimento de feições tipo coroa trocada e de maclamento tabuleiro de xadrez em cristais de plagioclásio albitico sem indícios de descalcificação, além de veios de albita em fraturas de rochas metamáficas. São observados ainda veios ricos em anfibólio $\pm$

quartzo $\pm$ plagioclásio, de espessura milimétrica a centimétrica (anfibolitização II), que atravessam concordante e discordantemente a foliação S_1 . O anfibólio é a Mg-hornblenda e/ou actinolita e composicionalmente é idêntico ao do conjunto metavulcanossedimentar hospedeiro. Ressalta-se que, com base nas observações feitas, os veios gerados pelo evento II não possuem fluorapatita nem ilmenita.

O evento hidrotermal mais tardio (III) ocorreu com menor intensidade termal do que o evento II e seus efeitos estão restritos às zonas deformadas pelo cisalhamento. A propilitização

Figura 8 - Padrão de distribuição dos elementos terras raras nas lentes de sulfeto maciço, depósito de Serra Verde, Carajás

Tabela 4 - Principais produtos dos eventos hidrotermais registrados no depósito Serra Verde e nas áreas circunvizinhas.

EVENTOS	PROCESSOS HIDROTERMAIS	ASSOCIAÇÃO MINERAL E MODO DE OCORRÊNCIA
Hidrotermalismo submarino (Evento I)	Propilitização I	Ab + Act + Ser $\pm$ Esc $\pm$ Cl $\pm$ Dv $\pm$ Car (rochas envolvendo a lente de sulfeto maciço e fora dela)
	Turmalinização I	Dv $\pm$ Qz $\pm$ Cl $\pm$ Bt (turmalinitos e concentrações em rochas metassedimentares)
	Silicificação I	Bolsões com Qz $\pm$ Ilm $\pm$ Ap $\pm$ Sulf Cristais eudíricos de quartzo do sulfeto maciço
Intrusão do CGE (Evento II)	Propilitização II	Ab + Act + Ser $\pm$ Esc $\pm$ Cl $\pm$ Car
	Silicificação II	Veios de Quartzo
	Potassificação II	Veios de KF e de Qz + Bt + Sch
	Albitização II	Veios de Pg + Aeg Feições de albitização diversas
	Anfibolitização II	Veios de Mg-Hbl $\pm$ Act $\pm$ Qz $\pm$ Pg
Instalação de zonas de cisalhamento (Evento III)	Propilitização III	Ab + Act + Ep $\pm$ Tit $\pm$ Lx $\pm$ Carb (clorititos e Qz-Cl xistos)
	Silicificação III	Veios de quartzo controlados estruturalmente
	Potassificação III	Biotita vermicular em fraturas

III está bem registrada em rochas metamáficas, tendo destruído associações minerais preexistentes e estabilizado outras compatíveis com a fácies xisto verde baixo. Fluidos hidrotermais ricos em Ca, Na, Mg e Ti percolaram sistemas de fraturas transformando cristais de Mg-hornblenda, tremolita, plagioclásio, escapolita e biotita em sericita, argilo-minerais, epidoto, clorita, talco e serpentina. Nessas fraturas é comum encontrar-se também titanita e leucóxênio. A clorita, em particular, marca bem as bandas de cisalhamento. O grande veio de quartzo leitoso da subcava sul é o mais notável produto da silicificação III, a qual também gerou veios menores fibrosos ou maciços, discordantes e concordantes à foliação S_1 . Diferentemente dos veios relacionados com o evento II, os do evento cisalhante são, via de regra, compostos quase que inteiramente de quartzo, com clorita, actinolita e minerais supergênicos subordinados. Os cristais da actinolita associada ao grande veio de quartzo mostram-se, muitas vezes, bem cristalizados e chegam a alcançar dimensões maiores que 50 cm.

Modelo Genético O depósito de Serra Verde é o único depósito cupro-aurífero do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, até aqui descrito, que é pobre em óxidos de ferro (Villas & Santos 2001). A proximidade física do depósito Serra Verde com o CGE permite, a priori, sugerir uma possível relação genética entre ambos. Dados minerográficos, contudo, mostram que as lentes de sulfeto estão termalmente metamorfisadas, o que implica serem elas anteriores ao alojamento daquele corpo granítico. A própria natureza alcalina do CGE (granito tipo A, Barros 1997) o torna fonte improvável de Cu e Au, que são metais de maior afinidade com granitos tipo I (Sillitoe 1996). Por outro lado, 1) a natureza vulcanossedimentar da sequência hospedeira, consistindo de unidades clásticas (metapsamitos e xistos) e químicas (formações ferríferas) intercaladas com rochas basálticas, 2) a constituição maciça das lentes de sulfeto e sua disposição concordante a subconcordante ao acamamento das rochas hospedeiras, 3) a presença de leitos estratiformes de turmalinitos dravíticos associados às lentes, 4) os contatos abruptos entre as lentes e as rochas hospedeiras; 5) a ocorrência de rochas ricas em quartzo + clorita envolvendo uma das lentes, 6) a presença de bolsões de quartzo recristalizado no contato inferior da lente maior e 7) as pequenas dimensões do depósito aliadas à existência de outros sítios semelhantes nas adjacências de Serra Verde são argumentos que favorecem um ambiente vulcanogênico-exalativo e a deposição singenética dos sulfetos + ouro. Além disso, dados geocronológicos, ainda que preliminares (Reis 2000), sugerem contemporaneidade entre a mineralização e as rochas hospedeiras. Propõe-se, assim, ser o depósito de Serra Verde um exemplo de depósito de sulfeto maciço vulcanogênico (DSMV), com muitas características que conformam com o tipo Besshi (Slack 1993; Reis 2000). Outras características, entretanto, conflitam com a tipologia DSMV, as mais significativas sendo a predominância de calcopirita sobre os sulfetos de ferro e a incomum presença de fluorapatita e ilmenita na constituição do minério. Não obstante, é possível idealizar um sistema hidrotermal muito rico em cobre (Davidson 1992), no qual as razões Cu/Fe favorecem abundante precipitação de calcopirita em detrimento da pirita e/ou pirrotita. Esse sistema certamente requereria que o cobre, além daquele lixiviado das rochas hospedeiras, fosse suprido por alguma fonte magmática em profundidade e transportado até a superfície por fluidos hidrotermais que o deposi-

tariam, após interação com a água do mar, no assoalho oceânico. Fósforo e titânio poderiam ter sido derivados de fontes análogas e precipitados como fluorapatita e ilmenita, respectivamente (Fig. 9). Fluidos hidrotermais ricos em Ti não são comuns, porém depósitos hidrotermais de óxidos de Fe-Mn-Si têm sido descritos com teores de Ti variando de 4 a 4100 ppm (Binns *et al.* 1993). Com relação ao P, apesar de sua precipitação na forma de apatita em ambiente vulcanogênico também não ser comum, há exemplos, como no DSMV de Shimokawa (Hokkaido, Japão), em que este fosfato é parte da ganga (Slack 1993). Corpos magmáticos específicos estão para ser desvendados, embora intrusões subvulcânicas similares ao corpo Borrachudo nas proximidades de Cristalino, que contém rochas ricas em apatita e titanita associadas com sulfetos (Figueiredo & Villas, submetido), possam ser fontes potenciais. Após esse estágio de deposição singenética, seguiram-se modificações impostas pela intrusão do CGE e por eventos

I. Rifting da crosta continental, ascensão de magma basáltico e acumulação de sedimentos clasto-químicos em ambiente submarino.

II. Formação do Grupo Rio Novo, circulação hidrotermal convectiva da água do mar e de fluidos de fontes magmáticas profundas, com formação de lentes de sulfeto maciço (SM).

III. Detalhe A do estágio II. Intrusão do CGE em regime compressivo, basculamento da sequência vulcanossedimentar envolvendo as lentes de sulfeto maciço e metamorfismo termal. Setas grossas e finas correspondem respectivamente ao esforço compressivo e ao fluxo de fluidos hidrotermais.

IV. Instalação de zonas de cisalhamento (ZC) e formação do grande veio de quartzo (Qz).

Figura 9 - Modelo genético para a mineralização cupro-aurífera do depósito de Serra Verde, Carajás. As fases finais do estágio II e o estágio III são contemporâneos ou quase contemporâneos.

deformacionais que respondem por várias feições hoje apresentadas pelas lentes de sulfetos e rochas hospedeiras.

CONCLUSÕES O depósito cupro-aurífero de Serra Verde é de pequeno porte e está localizado entre as cidades de Curionópolis e Parauapebas, na parte norte da Província Mineral de Carajás. Tem como rochas hospedeiras uma sequência metavulcanossedimentar arqueana (Grupo Rio Novo), a qual experimentou a ação de três importantes eventos hidrotermais, o mais antigo representado por um hidrotermalismo submarino, um segundo relacionado com a intrusão do complexo granítico Estrela, de idade 2,763 Ga, e o último acionado por zonas de cisalhamento de direção preferencial NW-SE. Lentes de sulfeto maciço, concordantes a subconcordantes ao acamamento das rochas hospedeiras, são o principal modo de ocorrência da mineralização, embora disseminações e vênulas também sejam observadas. O minério consiste de calcopirita, com quantidades menores de pirrotita, pirita, cubanita, molibdenita e esfalerita, tendo como principais minerais de ganga o quartzo, Mg-hornblenda, fluorapatita e ilmenita. O Au ocorre dentro dos sulfetos, fornecendo teores baixos, em geral <1 ppm, mas, por outro lado, registram-se teores médios signifi-

ficativos para Ag (10 ppm), Ni (1630 ppm) e Co (400 ppm). Os efeitos do metamorfismo termal e hidrotermal estão bem evidenciados em uma diversidade de feições texturais e mineralógicas, que permitem estimar entre 480 e 200°C a faixa prevalecente de temperatura. Propilitização, silicificação, turmalinização, anfibolitização e, em menor escala, potassificação e albitização, foram os principais processos responsáveis pela alteração hidrotermal das rochas hospedeiras. Os dados geológicos, petrográficos, minerográficos e químicos aqui apresentados são consistentes com uma deposição inicial singenética para os sulfetos + Au, o que permite classificar o depósito de Serra Verde como vulcanogênico, embora a pouca abundância de sulfetos de ferro relativamente à calcopirita seja uma característica incomum para esse tipo de mineralização.

Agradecimentos Ao proprietário do garimpo Serra Verde, Sr. Valdomiro Vitor de Oliveira, e família, que permitiram acesso à área e deram irrestrito apoio ao desenvolvimento deste trabalho; ao Centro de Geociências da UFPa, em cujos laboratórios muitos dos dados aqui apresentados foram obtidos; e ao CNPq que concedeu bolsa de mestrado a FNR. A dois revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao original.

Referências

- Araujo O.L., Maia R.G.N., João X.S., Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Congr. Latino-americano Geol. 7, Belém, Anais, p. 324-338.
- Barros C.E.M. 1997. Petrologie et structure du complexe granitique Estrela (2,5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Metallifère de Carajás, Brésil), Université Henry Poincaré, Nancy I, 316p (Tese de doutorado).
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade dos zircões do Complexo Granítico Estrela, Província Metalogenética de Carajás, Brasil. In: Congr. Brasil. Geol. 8, São Paulo, Bol. Res. Expandidos, SBQ p. 67-68.
- Binns R.A., Scott S.D., Bogdanov Y.A., Lisitzin A.P., Gordeev V.V., Gurvich E.G., Finlayson E.J., Boyd T., Dotter L.E., Wheller G.E., Muravyev K.G. 1993. Hydrothermal oxide and gold-rich sulfate deposits of Franklin Seamount, Western Woodlark Basin, Papua New Guinea. Econ. Geol., 88: 2122-2153.
- Bird D.K., Schiffman P., Elders W.A., Williams A.E., McDowell S.D. 1984. Calc-silicate mineralization of active geothermal systems. Econ. Geol., 79:671-695.
- Brown E.H. 1971. Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies. Cont. Mineral. Petrol. 31: 275-299.
- Costa W.A.M. & Costa M.L. 1985. Os minerais verdes de Serra Verde (região de Carajás). In: Simp. Geol. Amaz. II, Belém, Anais, 2: 189-199.
- Craig J.R. & Vokes F.M. 1993. The metamorphism of pyrite and pyritic ores: an overview. Mineral. Magazine, 57: 3-18.
- Dall'Agnol R., Lafon J.M., Macambira M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. Mineralogy and Petrology, 40: 113-138.
- Davidson G.J. 1992. Hydrothermal geochemistry and ore genesis of sea-floor volcanogenic copper-bearing oxide ores. Econ. Geol. 87: 889-912.
- Docegeo. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: Cong. Bras. Geol. 35. Anexo aos anais, Belém, SBG. p. 11-54.
- Evans A.M. 1989. Ore geology and industrial minerals. Blackwell Scientific Publications, 3rd ed., 377p.
- Faraco M.T.L., Carvalho J.M.A., Klein E.L. 1996. Carta metalogenética da Província Carajás - SE do Estado do Pará, Folha Araguaia (SB-22). Nota Explicativa. Belém, CPRM, 28p.
- Figueiredo E. M. F & Villas R. N. Petrologia do Corpo máfico Borrachudo, Província Mineral de Carajás, com ênfase nas rochas ricas em Fe-P-Ti. Rev. Bras. Geoc. (submetido).
- Franklin, J.M., Lydon, J.W., Sangster, D.F. 1981. Volcanic-associated massive sulfide deposits. Econ. Geol. 75th Anniv. Volume, p.485-627.
- Guilbert J.M. & Park Jr. C.F. 1986. The geology of ore deposits. 2nd Ed. New York, Freeman, 985p.
- Kissin S.A. 1974. Sulfide mineralogy. In: Reviews in Mineralogy, vol. 1, Mineralogical Society of America, Washington.
- Krupp R.E. 1991. Smythite, greigite and mackinawite: new observations on natural low temperature iron sulfides. In: Pagel M. & Leroy (ed): Source, transport and deposition of metals. Rotterdam, Holanda. p.193-195.
- Macambira M.J.B. & Lancelot J. 1996. Time constraints for the formation of the Archean Rio Maria crust, southeastern Amazonian Craton, Brazil. Intern. Geol. Rev., 38: 1134-1142.
- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Precambrian Research, 49: 329-354.
- Miyano T. 1982. Stilpnomelane, iron-rich mica, K-feldspar and hornblende in banded iron-formation assemblages of the Dales George Member, Hamersley Group, Western Australia. Canadian Mineralogist, 29:189-202.
- Mottl M.J. 1983. Metabasalts, axial hot springs and the structure of hydrothermal systems at mid-ocean ridges.

- Geol. Soc. Amer. Bull., **94**: 161-180
- Picot P. & Johnan Z. 1982. Atlas of metallic minerals. Elsevier, New York, 403p.
- Pimentel M. M. & Machado N. 1994. Geocronologia U-Pb dos terrenos granito-greenstone de Rio Maria, Pará. In: Congr. Bras. Geol. 38, Camboriú. Bol. Res. Expandidos, **2**: 390-391
- Ramdohr P. 1976. The ore minerals and their integrowths. Pergamon, Oxford
- Reis F. N. 2000. Origem e evolução do depósito de sulfetos de Serra Verde, Curionópolis (PA), com base em dados geológicos, petrográficos, mineralógicos e isotópicos de Pb. Centro de Geociências da UFPA, 228p. (Tese de mestrado)
- Reis F. N. & Villas R. N. 1999. O depósito de sulfetos de Cu + Au de Serra Verde, Província Mineral de Carajás: caracterização mineralógica, rochas encaixantes e evidência de metamorfismo. In: Simp. Geol. Amaz. 6, Manaus, Bol. Res. Expandidos, SBG, p. 106-109
- Reis F. N., Macambira M.J.B., Villas R. N., Krymsky R. 2001a. Estudo isotópico do Pb do depósito cupro-aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás In: Simp. Geol. Amaz. 7, Belém, Res. Expandidos, Sessão Temática III (Metalogênese/Geologia Econômica), CD-Rom, SBG, p. 80-83
- Reis F. N. Pinheiro R.V.L., Villas R.N. 2001b. O depósito de Serra Verde – implicações estruturais no contexto tectônico regional da Serra dos Carajás (PA). In: Simp. Geol. Amaz. 7, Belém, Res. Expandidos, Workshop I (Carajás e províncias adjacentes: evolução crustal e metalogênese), CD-Rom, SBG, p. 84-87
- Sangster D. F. 1999. Volcanic-exhalative massive sulphide deposits. In: Silva M. G. da & Misi A. (ed.) Base metal deposits of Brazil. MME/CPRM/DNPM, p. 13-15
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R., Asmus H.E. 1981. Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo os depósitos minerais. Brasília, Ministério das Minas e Energia / DNPM
- Sillitoe R.H. 1996. Granites and metal deposits. Episodes, **19**: 126-133
- Silva G.G., Lima M. J. C., Andrade A.R.F., Issler R. S., Oliveira G. 1974. Geologia da folha SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. DNPM, Belém, v. 4
- Slack J. F. 1993. Descriptive and grade tonnage models for Besshi-type massive sulphide deposits. In: Kirkham R.V.; Sinclair W.D.; Thorpe R.I.; Duke J.M. (ed.) Mineral deposit modeling, Geol. Soc. Canada Special Paper 40, p. 343-371
- Slack J.F., Herriman N., Barnes R. G., Plimer I.R. 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. Geology, **12**: 713-716
- Suita M. T. F. 1988. Geologia da área Luanga com ênfase na petrologia do Complexo básico-ultrabásico Luanga e depósitos de cromita associados. Instituto de Geociências da UnB, 320 p. (Tese de mestrado)
- Vaughan D. J. & Craig J. R. 1997. Sulfide ore mineral stabilities, morphologies and intergrowth texture. In: Barnes H.L. (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits, 3rd Edition, John Wiley & Sons, New York, p. h367-434
- Villas R. N. & Santos M.D. 2001. The gold deposits of the Carajás Mineral Province: deposit styles and metallogenesis. Mineralium Deposita, **36**: 300-331
- Vokes F.M. 1969. A review on the metamorphism of the sulphide deposits. Earth Sci. Reviews. **5**: 99-143
- Yardley B.W.D. 1989. An introduction to metamorphic petrology. Longman Earth Science Series, New York, 237p.

Manuscrito A-1222

Recebido em 6 de abril de 2001

Revisão dos autores em 20 de janeiro de 2002

Revisão aceita em 22 de janeiro de 2002