

Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes

Gustavo Souza Craveiro^{1}, Raimundo Netuno Villas², Antonia Railine da Costa Silva³*

Resumo Distante 15 km a leste da mina Sossego (Canaã de Carajás, no Pará), o depósito Visconde jaz na zona de contato entre o Supergrupo Itacaiúnas (2,76 Ga) e o embasamento (> 3.0 Ga). No depósito e arredores, ocorrem, principalmente, o granito Serra Dourada, riodacitos e gabrodioritos, variavelmente deformados e hidrotermalizados. A Suíte Intrusiva Planalto, também identificada, não mostra feições de alteração das demais rochas. Diques máficos e félsicos cortam o pacote rochoso. Sob condições dúctil-rúpteis iniciais a rúpteis, subsequentemente, a alteração hidrotermal evoluiu de sódico-cálcica (albita, escapolita e anfíbólios) precoce e ubíqua para potássica (K-feldspato e Cl-biotita), retomando, em seguida, o caráter sódico-cálcico de efeito local (albita, epidoto, apatita, turmalina e fluorita), para, finalmente, assumir caráter cálcio-magnesiano (clinocloro, actinolita, carbonatos e talco subordinado). No granito Serra Dourada, albitização, epidotização e turmalinização são mais proeminentes e se contrapõem à escapolitização, biotitização, anfibolitização e magnetitização, muito expressivas nos gabros/quartzodioritos, e à K-feldspatização, mais comum nos riodacitos. Os principais corpos de minério são representados por veios e brechas, constituídos por calcopirita-bornita, além de disseminações (calcopirita + pirita ± molibdenita ± pentlandita). A suíte metálica básica é Fe-Cu-Au ± ETR. Abundante sulfeto foi precipitado na transição da alteração potássica para a cálcio-magnesian, tendo apatita, escapolita, actinolita, epidoto, magnetita, turmalina, calcita, gipsita e fluorita como os principais minerais de ganga. Os metais foram transportados por fluidos hidrotermais ricos em Na, Ca, K, Fe e Mg, além de P, B, F e espécies de S. As similaridades se sobrepõem às diferenças, o que permite considerar os depósitos Visconde e Sossego cogenéticos.

Palavras-chave: Carajás; depósito Visconde; mineralização cupro-aurífera; alteração hidrotermal.

Abstract *Visconde Cu-Au deposit, Carajás (PA): geology and hydrothermal alteration of the host rocks.* The Cu-Au Visconde deposit is located 15 km east of the Sossego mine (Canaã de Carajás, in the State of Pará) and it lies in the contact zone between the Itacaiúnas Supergroup (2.76 Ga) and the basement (> 3.0 Ga). The main rocks present in the deposit are the Serra Dourada granite, gabbros/quartzdiorites and rhyodacites, all variably altered and deformed. The Planalto Intrusive Suite has also been identified in the neighborhood, but it shows distinct alteration features. Mafic and felsic dikes crosscut the whole rock pile. The hydrothermal alteration has evolved, under rheological conditions that changed from ductile-brittle to brittle, from an early and pervasive calcic-sodic type (albite, scapolite or amphiboles) to a potassic one (K-feldspar and Cl-biotite), restoring, though locally, the sodic-calcic characteristics (albite, epidote, apatite, tourmaline and fluorite) to finally acquire a calcium-magnesium signature (clinocllore, actinolite, carbonates, and subordinate talc). In the Serra Dourada granite, albitization, epidotization, and tourmalinization were dominant in contrast with scapolitization, biotitization, amphibolitization and magnetitization in gabbros/quartzdiorites or K-feldspatization in rhyodacites. The main ore bodies are represented by chalcopyrite- and bornite-rich breccias and veins, besides chalcopyrite + pyrite ± molybdenite ± pentlandite disseminations. The basic metal suite is Fe-Cu-Au ± REE. Abundant sulfide was precipitated in the transition from potassic to calcic-magnesian alteration, along with different proportions of apatite, scapolite, actinolite, epidote, magnetite, tourmaline, calcite, gypsum, and fluorite. Metals were transported by hydrothermal fluids enriched in Na, Ca, K, Fe, and Mg, in addition to P, B, F, and S species. The similarities overcome the differences, so that the Visconde and Sossego deposits can be considered co-genetic.

Keywords: Carajás; Visconde deposit; Cu-Au mineralization; hydrothermal alteration.

INTRODUÇÃO

A constatação de que muitas das características do depósito australiano *Olympic Dam* eram similares às de vários outros depósitos do mundo levaram à proposição de uma nova classe de depósitos (Hitzman *et al.* 1992), que passou a ser conhecida

como IOCG, da sigla em inglês *iron-oxide copper gold*. Embora aceita por diversos autores (Barton & Johnson 1996, Pollard 2001, Williams *et al.* 2005, Groves *et al.* 2010), a grande diversidade quanto às rochas hospedeiras, idades e paragéneses e quanto aos modos de

¹Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará - IG-UFPA, Belém (PA), Brasil. E-mail: craveiro@ufpa.br

²Faculdade de Geologia, Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará - IG-UFPA, Belém (PA), Brasil. E-mail: netuno@ufpa.br

³Curso de graduação em Geologia, Instituto de Geociência da Universidade Federal do Pará - IG-UFPA, Belém (PA), Brasil.

E-mail: railine@ufpa.br

*Autor correspondente

ocorrência da mineralização, teores de Cu, origem dos fluidos hidrotermais e controles deposicionais se antepõe, por outro lado, à reunião daqueles depósitos em uma única classe, a tal ponto que, em recente revisão, Williams *et al.* (2005) vaticinam que depósitos minerais, os quais atualmente são atribuídos à categoria IOCG, podem vir a ser reconhecidos como produtos de processos e/ou ambientes fundamentalmente diferentes.

Na Província Mineral de Carajás (PMC), foram identificados, entre as décadas de 1970 e 1990, depósitos cupro-auríferos (Cu-Au) associados a óxido de ferro de classe mundial, dentre eles o Salobo, o Igarapé Bahia, o Cristalino, o Sossego e o 118. Esses depósitos são mais antigos que os congêneres australianos (paleoproterozoicos) e, no caso particular do depósito Igarapé Bahia, uma linha de interpretação sustenta a hipótese de origem vulcânico-exalativa (Villas & Santos 2001, Dreher *et al.* 2008, Xavier *et al.* 2008).

Outros depósitos de Cu-Au têm sido, desde então, descobertos pela empresa Vale, dentre eles o Visconde, cuja avaliação preliminar das reservas indica tratar-se de depósito de pequeno porte (20 – 50 Mt @ 1,0% Cu). Dados geológicos e geoquímicos deste depósito, sobretudo aqueles voltados para a gênese da mineralização, são ainda escassos, o que motivou a realização do presente trabalho com vistas a definir a tipologia e contribuir à compreensão dos processos que o formaram e da abrangência regional das mineralizações cupro-auríferas de Carajás.

Neste trabalho, são caracterizados petrográfica e quimicamente os principais litotipos que ocorrem na área do depósito, apresentados dados químicos de minerais selecionados, bem como abordados o modo de ocorrência e paragênese do minério, além das relações temporal e espacial da mineralização com os tipos de alteração hidrotermal que lá foram registrados. As amostras estudadas são de testemunhos de oito furos de sondagem, parte das quais foi analisada quimicamente na ACME Analítica Laboratórios Ltda., no Canadá. Análises químicas de minerais foram conduzidas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG-USP), bem como no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do IG da Universidade Federal do Pará (UFPA).

CONTEXTO GEOLÓGICO DA PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS A PMC (Fig. 1), situada na parte sudeste do cráton Amazônico, é composta pelos domínios Rio Maria e Carajás (Cordani *et al.* 1984). O limite entre esses dois domínios ainda

é impreciso, tanto que foi proposto um terceiro, o de Transição (Dall'Agnol *et al.* 2006), compreendido entre as zonas de cisalhamento de direção aproximadamente E-W, que passam ao norte da localidade de Sapucaia e ao sul da serra Sul de Carajás. Tendo em vista a localização do depósito Visconde, serão descritos aqui somente os domínios Carajás e de Transição.

Domínio de Transição Este domínio se estende desde o norte de Xinguará até a borda sul do domínio Carajás, onde ocorrem as exposições mais meridionais do Supergrupo Itacaiúnas (Feio 2011). É composto por ortognaisses, ortogranulitos e granitoides diversos datados entre 3,0 e 2,83 Ga (Pidgeon *et al.* 2000, Vásquez & Rosa-Costa 2008; Moreto *et al.* 2011, Feio 2011), além de granitoides e rochas indiferenciadas do Complexo Xingu com idades entre 3,01 e 2,99 Ga (Machado *et al.* 1991, Avelar *et al.* 1999). Nele também ocorrem a Suíte Intrusiva Cateté (2378 ± 55 Ma, Macambira & Tassinari 1998) e granitoides neoproterozoicos, como o Pedra Branca ($\sim 2,75$ Ga, Gomes & Dall'Agnol 2007) e as suítes Planalto ($\sim 2,74$ Ga; Feio 2011) e Plaqué (2.736 ± 24 Ma, Avelar *et al.* 1999).

Uma recente interpretação sustenta que o domínio de Transição teria uma evolução ainda mais antiga que o Rio Maria, e sua gênese estaria ligada a pelo menos quatro eventos magmáticos (Feio 2011).

Domínio Carajás Segundo Pinheiro & Holdsworth (2000), o domínio Carajás consiste de rochas granítico-tonalíticas que foram formadas sob transpressão à alta temperatura há 3,05 a 2,85 Ga e, em seguida, submetidas a regime distensivo, que propiciou a instalação de bacia intracratônica em 2,85 a 2,65 Ga. Durante a inversão dessa bacia, a partir de 2,76 Ga, ocorreu a colocação de granitoides sin-tarditectônicos do tipo A, que se estendeu até aproximadamente 2,55 Ga. As transcorrências e distensões foram registradas em 2,55 a 1,88 Ga, estando evidenciadas, respectivamente, pelas falhas Carajás e Cinzento e pelo alojamento de granitoides anorogênicos.

A bacia é composta por sequências metavulcanossedimentares enfeixadas nos Grupo Rio Novo e Supergrupo Itacaiúnas, os quais estão assentados discordantemente sobre aquele substrato. O Rio Novo, mais antigo, consiste de metamafitos, metaultramafitos, formações ferríferas bandadas e xistos paraderivados (Docegeo 1988), e é cortado pelos complexos máfico-ultramáfico Luanga e granítico Estrela, ambos datados em 2.763 ± 7 Ma (Machado *et al.* 1991,

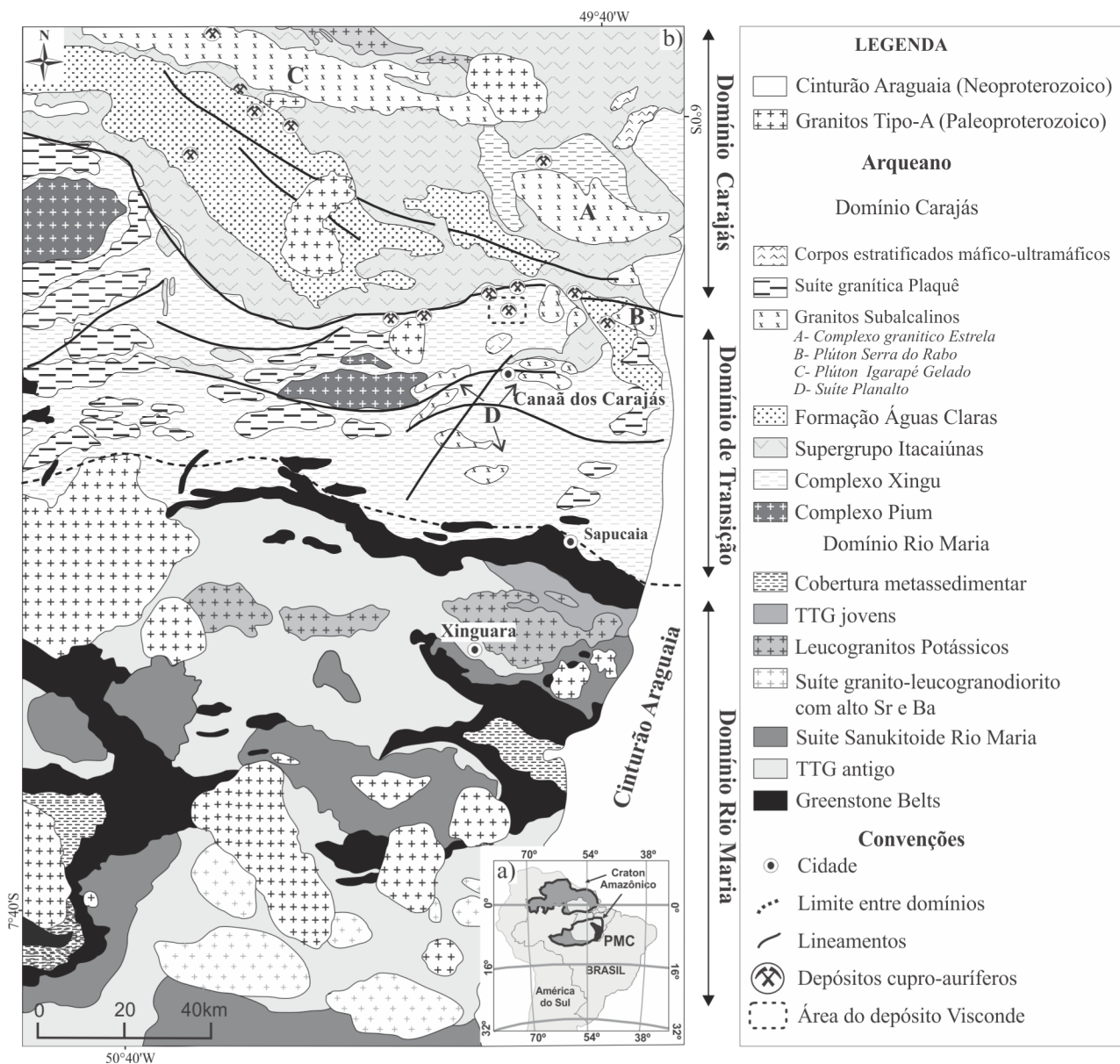


Figura 1 – Mapa geológico simplificado da PMC com localização do depósito Visconde. Modificado de Vásquez & Rosa-Costa 2008 e Feio 2011.

Barros *et al.* 2001). O Supergrupo Itacaiúnas é dividido nos grupos Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca e Buritirama, formados, à exceção do último, para o qual não há datação, entre 2,76 e 2,73 Ga. São sequências que registram um abundante magmatismo máfico e variável grau metamórfico, além de hospedarem grandes reservas de minério de Fe, Cu e Au.

A Formação Águas Claras, que recobre discordantemente as rochas mais antigas, é composta por metapelitos, metassiltitos e meta-arenitos, e é seccionada por diques e soleiras de diabásio (Nogueira *et al.* 2000). Datações apontam idades máxima e mínima (U-Pb em zircão) para esta formação de, respectivamente, 2.681 ± 5 Ma (Trendall *et al.* 1998) e 2.645 ± 12 Ma (Dias *et al.* 1996).

Na terminação leste da falha Carajás, que é a mais expressiva estrutura do domínio Carajás, aflora a Formação Gorotire, constituída de arenitos arcossianos imaturos e conglomerados polimíticos. De idade ainda indefinida, essa unidade tem sido considerada paleoproterozoica (Vásquez & Rosa-Costa 2008) ou neoproterozoica (Pinheiro & Holdsworth 2000).

Contemporâneo ao desenvolvimento do Supergrupo Itacaiúnas, registra-se magmatismo granítico subalcalino tipo A, sintectônico, ocorrido há 2,76 a 2,74 Ga e representado pelos Complexo Granítico Estrela, Diorito Cristalino e suítes Plaqué, Planalto, Serra do Rabo e Igarapé Gelado. De evento magmático posterior, fazem parte granitos foliados representados pelas intrusões Velho Salobo (2.573 ± 3 Ma; Machado *et al.* 1991) e Itacaiúnas ($2,56 \pm 37$ Ma; Souza *et al.* 1996).

Ainda, ocorrem as suítes máfico-ultramáficas acamadadas Cateté, Vermelho e Santa Inês, que formam corpos alongados na direção E-W e são intrusivas em rochas arqueanas dos domínios Carajás e Rio Maria, sendo compostas por gabros, noritos, piroxenitos e serpentinitos. Dados geocronológicos forneceram idades Sm-Nd de 2.378 ± 55 Ma (Macambira & Tassinari 1998) e U-Pb em zircão de 2.766 ± 6 Ma (Lafon *et al.* 2000) para a Suíte Cateté. As demais suítes não foram ainda datadas, mas têm sido atribuídas ao Paleoproterozoico (Araújo & Maia 1991).

Após um hiato de cerca de 500 Ma, nova granitogênese foi registrada na PMC por volta de 1,88 Ga, estando representada nos domínios de Transição e Carajás pelas intrusões Serra dos Carajás, Cigano, Pojuca, Jovem Salobo e Breves. Estas formam corpos isotrópicos, discordantes à estruturação regional, de afinidade alcalina e metaluminosa, e quimicamente semelhantes aos granitos tipo A (Dall'Agnol *et al.* 2006).

GEOLOGIA DO DEPÓSITO VISCONDE

O depósito Visconde (Fig. 1) está localizado ao longo da zona de cisalhamento WNW - ESE, que define o contato entre unidades do Supergrupo Itacaiúnas e rochas do domínio de Transição. Nessa estrutura também ocorrem os depósitos Cu-Au Sossego, 118 e Cristalino, bem como os depósitos satélites Castanha, Bacaba, Jatobá e Bacuri.

Principais litotipos Na área de depósito e circunvizinhanças dominam granitoides (granito Serra Dourada?) em contatos subverticais com rochas máficas e vulcânicas félsicas, que se acham balizadas setentrionalmente pela suíte intrusiva Planalto. Salvo as rochas desta suíte, as demais mostram parcial a total obliteração de suas feições primárias pela alteração/mineralização, que foi controlada, em geral, por zonas de cisalhamento subverticais. Mapa e seção geológica são apresentados na Fig. 2, enquanto na Fig. 3 constam algumas das principais feições dos litotipos presentes.

Granito Serra Dourada Exposto nas porções central e a oeste do depósito, mostra-se isotrópico a levemente orientado, com coloração cinza clara a rosa-esverdeada e moderada a fortemente hidrotermalizada. A foliação mais pronunciada é restrita a zonas de contato com os demais litotipos. Suas rochas revelam textura alotriomórfica a hipidiomórfica, subequigranular a localmente porfirítica, e granulação em geral fina a média (0,1 a 4 mm), sendo compostas de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico (reliquiarses), além

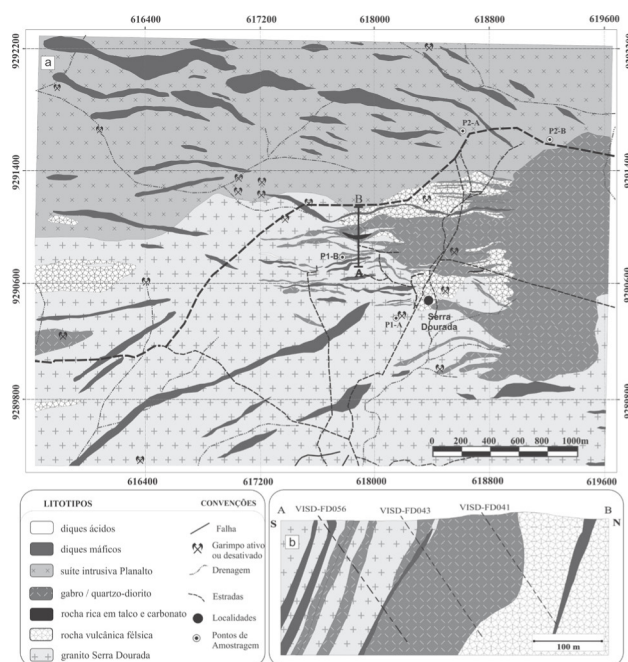


Figura 2 – Mapa geológico (a) e seção Norte-Sul (b) do depósito Visconde (Fonte: Relatório interno, Vale 2003).

dos produtos hidrotermais albita, biotita, tremolita-actinolita, clorita, epidoto, escapolita, turmalina, microclina, calcita, magnetita, hematita e sericita.

O plagioclásio primário é a variedade oligoclásio ($Ab_{69-73}An_{22-28}Or_{3-5}$), que comumente se encontra descalcificada ($Ab_{87-95}An_4Or_{1-9}$) e contrasta com a albita hidrotermal ($Ab_{100-97}An_{0-2}Or_{0-1}$) presente normalmente em veios/vênulas. O K-feldspato primário ($Ab_{2-11}Or_{89-98}$) exibe teor de Fe_2O_3 (0,1%), até três vezes menor do que o da microclina hidrotermal ($Ab_{2-3}An_{0-2}Or_{95-98}$). Alguns cristais mostram textura tabuleiro de xadrez, evidenciando que foram albitizados. O quartzo primário apresenta bordas corroídas e recristalizadas, enquanto seu correspondente hidrotermal, além de formar agregados de substituição, compõe veios/vênulas.

A biotita ($X_{Fe} = 0,35 - 0,50$; $Cl = 1,5 - 2,0\%$) ocupa interstícios dos cristais de plagioclásio, quartzo e K-feldspato. Em zonas de contato, chega a ser tão abundante que as mascara completamente. Tremolita/actinolita ($X_{Mg} = 0,78 - 0,97$), epidoto, escapolita ($Me = 21 - 27\%$), turmalina (uvo-dravítica, $CaO = 0,2 - 12,2\%$; $Na_2O = 1,7 - 2,1\%$), calcita, hematita e magnetita substituem parcial e preferencialmente o plagioclásio, além de comporem veios/vênulas. O K-feldspato hidrotermal e a apatita são mais comuns em veios ou em agregados de substituição, associados à sulfetação. A clorita (Fe-clinocloro, $X_{Fe} = 0,28 - 0,47$) é mineral tardio e substitui tanto fases primárias quanto hidrotermais. Em amostras menos alteradas, estimam-se proporções de 30 a 50% (plagioclásio), 20 a

alteradas indicam composição riódacítica a dacítica. Os contatos litológicos são comumente marcados por zonas de cisalhamento de espessura métrica, nas quais foram geradas rochas de cor verde escuro, ricas em biotita, escapolita, actinolita e turmalina.

O plagioclásio primário, também descalcificado, mostra composição albitica ($Ab_{100-87}An_{0-4}Or_{0-9}$). Está sericitizado e parcialmente substituído por escapolita ($Me = 24 - 25\%$) e pelo epidoto. A sanidina registra $Fe_2O_3 < 0,1\%$, diferentemente da microclina hidrotermal ($Fe_2O_3 = 0,4 - 0,5\%$) que ocupa espaços intergranulares e compõe veios/vênulas. O quartzo primário é representado por cristais com extinção ondulante, os quais se mostram recristalizados, alguns sobrecrecidos por quartzo hidrotermal ou localmente corroídos por clorita. A biotita flogopítica ($X_{Fe} = 0,20 - 0,22$, $Cl = 0,6 - 0,7\%$) revela razões $F/Cl = 0,3 - 0,8$, com maiores valores nas zonas de contato entre os dacitos/riódacitos e gabros/quartzodioritos. A actinolita ($X_{Mg} = 0,72 - 0,90$) ocorre na massa cristalina e se junta à albita e ao epidoto em veios, enquanto a tremolita ($X_{Mg} > 0,9$) se destaca em amostras milonitizadas, próxima a contatos com gabros/quartzodioritos. Similar modo de ocorrência mostra a turmalina, cuja composição também é uvo-dravítica ($CaO = 1,5 - 2,6\%$ e $Na_2O = 1,5 - 2,0\%$).

Os minerais tardios, que compõem veios e vênulas, são representados por cristais finos a médios de albita, localmente com textura tabuleiro de xadrez, Fe-clinocloro ($X_{Fe} = 0,35 - 0,40$), epidoto e calcita.

Granito isótopo Trata-se de corpo intrusivo, de granulação média a grossa e coloração rosa acinzentada, bastante fraturado, composto por plagioclásio pertítico, microclina e quartzo em arranjo hipidimórfico. Clorita, epidoto, titanita, sericita e hematita são os principais produtos de alteração.

O plagioclásio pertítico é o mineral mais abundante e ocorre em cristais subédricos, médios a grossos, que se acham comumente sericitizados e, em menor grau, cloritizados. A microclina forma cristais subédricos, de granulação média, alguns com intercrescimentos micrográficos. Cristais de quartzo, em geral, anédricos e de granulação média a grossa, ocorrem nos interstícios de cristais de microclina e plagioclásio. A extinção ondulante é local e mais comum em cristais grossos. Traços de biotita sobreviveram à intensa cloritização. O zircão é raro e normalmente está incluso em outros minerais. Além das finas inclusões de hematita em microclina, foram observadas ocorrências de cristais de hematita associados, localmente,

à titanita. Nos feldspatos, bordas corroídas por finos cristais de epidoto e clorita também são comuns.

A sericitização é a alteração predominante, seguida por epidotização, que incide principalmente nos feldspatos. A cloritização é estágio de alteração tardio e afetou tanto minerais primários, quanto fases de alteração já formadas (por exemplo, epidoto e titanita). A biotita nas amostras observadas pode ser inferida devido a lamelas de clorita pseudomorfadas, além da presença de palhetas de clorita com inclusões de leucoxênio, resultantes da alteração da biotita.

Com base nas características petrográficas, composição modal e datação preliminar (2.743 ± 4 Ma, U-Pb em zircão), este corpo foi correlacionado à Suíte Intrusiva Planalto.

Rocha ultramáfica Descrita previamente como talco-tremolita xisto, esta rocha foi observada localmente em zonas de contato entre o gabro/quartzodiorito e o dacito/riódacito, marcado por zona de cisalhamento. Exibe cor verde escuro a claro, aspecto foliado e composição que varia de talco-magnetita-magnesita a serpentina-magnetita-magnesita.

O talco mostra hábito fibroso a lamelar, cujas fibras, em zonas de brechas, são substituídas por actinolita, biotita, clorita e calcita. A serpentina desenvolve cristais anédricos médios, geralmente deformados, os quais são parcialmente substituídos por magnesita, esta identificada por microscópio eletrônico de varredura com energia dispersiva (MEV-EDS). Os cristais de magnetita, subédricos e de tamanho médio ocorrem inclusos em serpentina ou em finas disseminações. Em zona cisalhada, este óxido tende a formar agregados cristalinos, deformados segundo a foliação, que localmente incluem calcopirita.

Diques félsicos e máficos Diques félsicos e máficos formam corpos subverticais e estão alinhados preferencialmente na direção NE-SW, concordantes com a estruturação regional. Os diques félsicos são compostos basicamente por fenocristais de plagioclásio zonados, K-feldspato e quartzo, sustentados por matriz vítrea a criptocristalina, que está parcialmente alterada para epidoto, titanita e clorita. Por seu turno, os diques máficos exibem textura fanerítica fina a muito fina e cor verde a marrom. São compostos por anfibólio biotitizado e ripas de plagioclásio, estas com bordas corroídas e recristalizadas, além de raro quartzo.

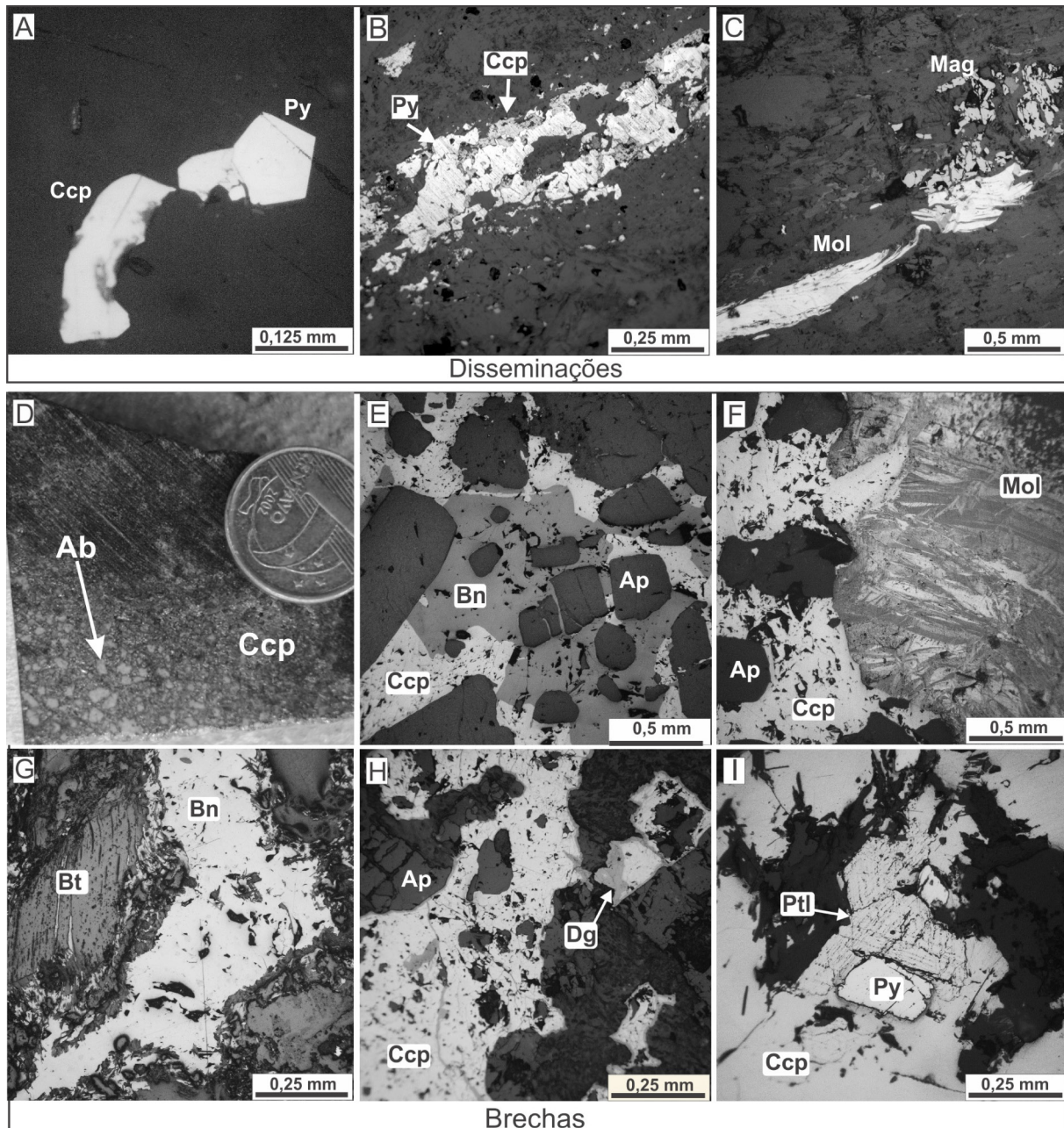
MODOS DE OCORRÊNCIA DOS CORPOS DE MINÉRIO Nas zonas de contato, em especial as

que envolvem gabros/quartzodioritos, ocorrem corpos mineralizados de aspecto brechoide, em contato brusco com as rochas hospedeiras. Os sulfetos também ocorrem disseminados e em veios/vênulas que se associam às brechas (Fig. 4).

As disseminações, comuns nos gabros, rochas dacitos/riodacitos e granito Serra Dourada, ocorrem em porções pouco deformadas, em que calcopirita (Fig. 4A), bornita, pirita (Figs. 4A, B) e mais subordinadamente molibdenita (Fig. 4C) substituem zonas

previamente alteradas por albita, escapolita, magnetita, actinolita e biotita. Na rocha ultramáfica, a calcopirita é escassa e ocorre associada à magnetita, magnetita e ao talco. Calcocita e digenita, quando presentes, derivam da alteração da calcopirita.

Nos corpos brechoides, métricos a decamétricos, são distinguidos clastos líticos (2 a 8 cm) escapolitizados e actinolitizados, bem como minerais coevos à brechação (0,2 a 2 cm), destacando-se apatita (Figs. 4E, F, H), escapolita, actinolita, biotita, epídoto, albita (Fig. 4D), alanita,



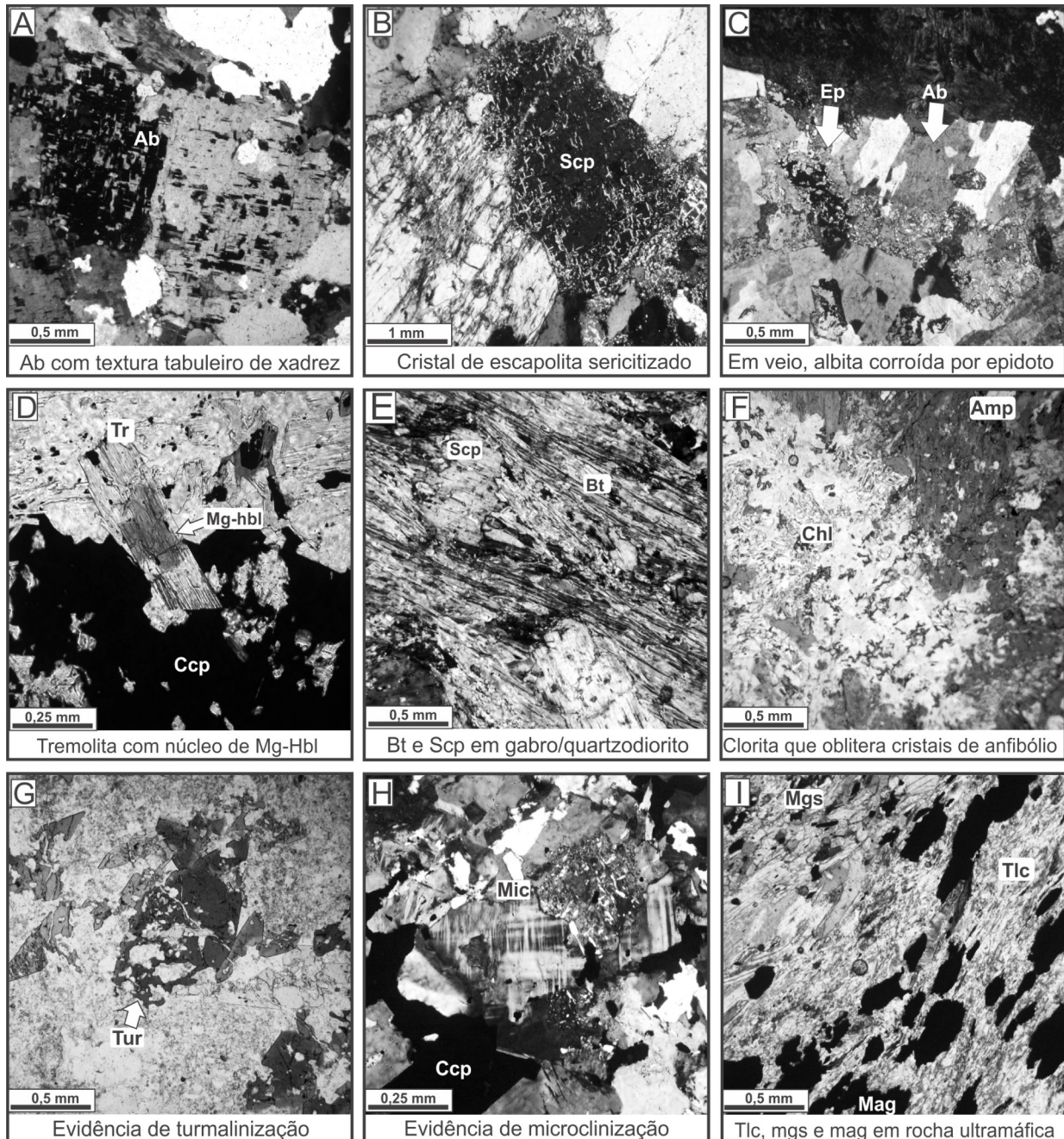
Ab: albita; Ap: apatita; Bn: Bornita; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Dg: Digenita; Mag: magnetita; Mol: molibdenita; py: pirita

Figura 4 – Modos de ocorrência e principais feições dos sulfetos: (A) detalhe de pirita e calcopirita disseminadas em gabro; (B) disseminações de pirita e calcopirita ao longo da foliação em gabro actinolitizado; (C) cristais estirados de molibdenita e magnetita hidrotermais em gabro; (D) cristais de albita em brecha sulfetada; (E) megacristais de apatita cimentados por calcopirita e bornita; (F) molibdenita substituída por calcopirita; (G) brecha com biotita e matriz rica em bornita; (H) calcopirita com halos de alteração para digenita e (I) pentlandita e pirita corroídas por calcopirita.

quartzo, turmalina e fluorita. A forma dos clastos varia de angulosa a subarredondada e a matriz é constituída por variadas proporções de actinolita, biotita, calcita, quartzo, martita e gipsita, além de sulfetos. Estes últimos, mais tardios, normalmente corroem minerais preexistentes, por exemplo, a apatita. Quando eles dominam na matriz, constituem o principal tipo de minério, em que abundante

calcopirita se sobrepõe à bornita (Fig. 4G), pirita, além de raras molibdenita e pentlandita (Fig. 4I).

Veios/vênulas mineralizados estão hospedados principalmente em dacitos/riodacitos. Calcopirita e bornita formam associações variadas junto com albita, actinolita, escapolita, clorita, epidoto, apatita, calcita e turmalina.



Ab: albita; Amp: anfibólio; Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Mg-hbl: magnésio-hornblenda; Mag: magnetita; Mgs: magnesita; Mic: microclina; Scp: escapolita; Tr: tremolia; Tlc: talco

Figura 5 – Principais minerais de alteração: Granito Serra Dourada – (A) albitização de K-feldspato; (B) cristais de escapolita sericitizados; (C) albita venular substituída por epidoto. Gabro/quartzodiorito – (D) cristal de tremolita com núcleo de Mg-hornblenda remanescente; (E) amostra deformada rica em biotita e escapolita; (F) lamelas de clorita que substituem tremolita/Mg-hornblenda. Dacito/riodacito – (G) turmalina que substitui seletivamente os feldspatos; (H) microclina hidrotermal em dacito/riodacito. Rocha ultramáfica – (I) talco como principal mineral de alteração.

ALTERAÇÃO HIDROTERMAL Dados macroscópicos, petrográficos (Fig. 5) e químicos permitiram definir os tipos, bem como a evolução temporal da alteração hidrotermal (Fig. 6). Ficou também constatado que os tipos mais precoces se manifestaram ubiquamente, os intermediários tenderam a ocorrer como veios de substituição concordantes aos planos de foliação e os finais como veios e vênulas de preenchimento.

Alteração sódico-cálcica Mais abrangente que as demais, a alteração sódico-cálcica designa genericamente a albitização (Fig. 5A), escapolitização (Fig. 5B) e anfibolitização (tremolita-actinolita), além da formação tardia de epidoto (Fig. 5C), apatita, turmalina e carbonato.

No Granito Serra Dourada, a alteração sódico-cálcica é ubíqua e caracterizada pela associação albita + epidoto + tremolita/actinolita + quartzo + calcita + magnetita. Próximo aos contatos com gabros, também ocorre

escapolita, além de maiores quantidades de actinolita. Igualmente presente nos gabros, essa alteração resultou da substituição de Mg-hornblenda por tremolita/actinolita (Fig. 5D), da escapolitização do plagioclásio (Fig. 5E) e, subordinadamente, da neoformação de albita, sendo reconhecidas as associações tremolita – actinolita + oligoclásio + biotita + quartzo + magnetita + ilmenita e tremolita/actinolita + escapolita + magnetita + apatita + biotita. Nesta última, os teores de actinolita podem ultrapassar 30%, quando, então, a rocha constitui um actinolito. Nos dacitos/riodacitos, essa alteração é marcada pela albitização, escapolitização e epidotização, com actinolitização local e, tardiamente, pela formação de turmalina (Fig. 5G), calcita e apatita, estes dois últimos minerais notadamente em veios e bolsões. A associação típica é albita + quartzo + escapolita + epidoto + turmalina + apatita + calcita ± actinolita ± fluorita, que localmente está cortada por vênulas de hematita.

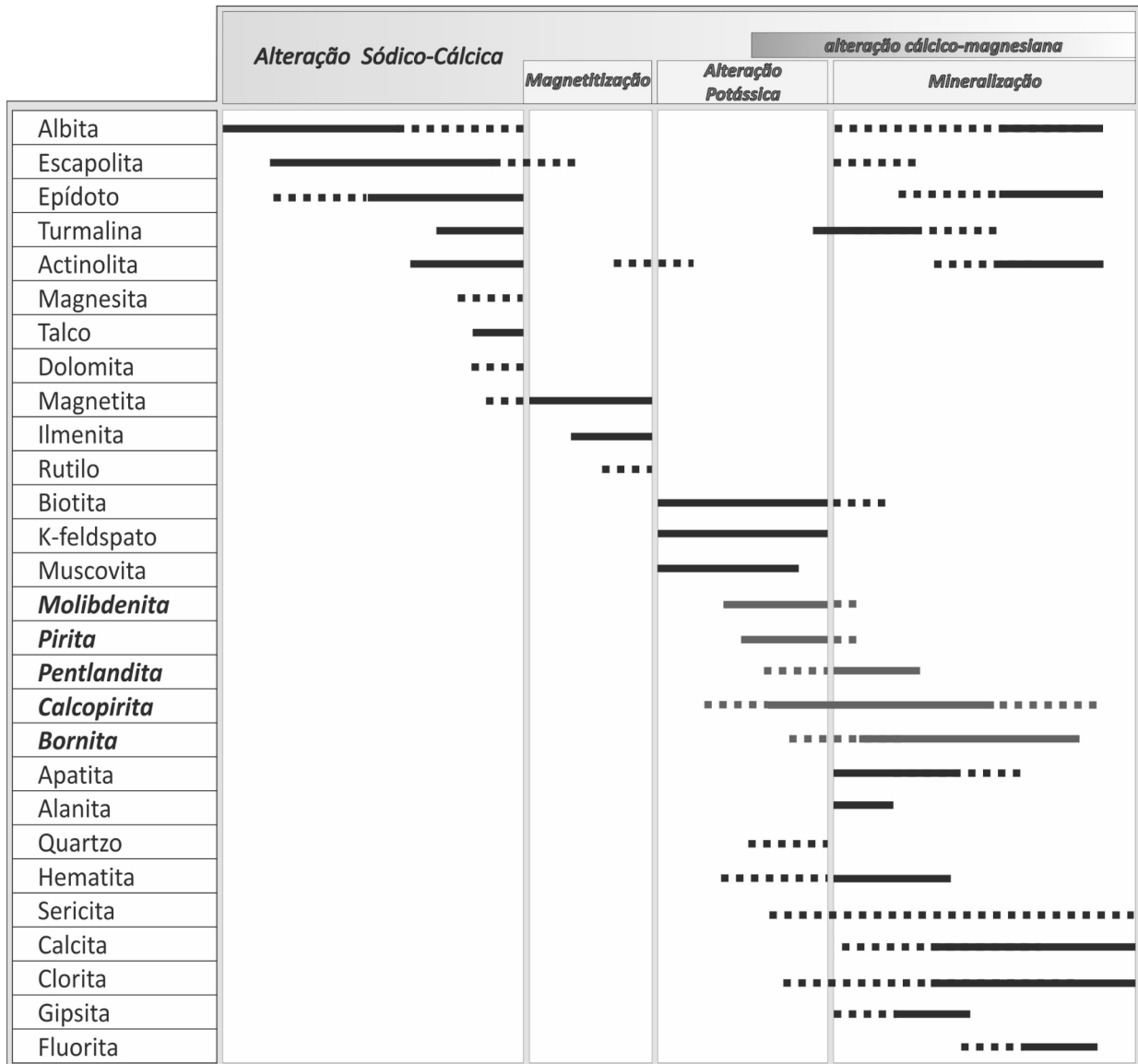


Figura 6 – Sequência paragenética dos minerais do depósito Visconde relacionada aos tipos de alteração nele identificados.

Magnetitização A magnetitização sucedeu o metassomatismo sódico-cálcico inicial. Nos gabros/quartzodioritos, é comum a associação tremolita + escapolita + magnetita, em que a magnetita pode atingir até 30% da rocha, sendo então classificada de magnetitito. No Granito Serra Dourada, a associação típica é albita + escapolita + quartzo + magnetita. Em ambos os litotipos, a magnetita mostra sinais de corrosão e martitização em porções biotitizadas de zonas de contato ou cisalhadas.

Alteração potássica A alteração potássica se manifestou preferencialmente em zonas de cisalhamento, contatos litológicos, veios e porções brechadas. Registra-se também nos estágios iniciais da mineralização, superpondo-se à alteração sódico-cálcica.

Nos gabros/quartzodioritos, a associação característica é (Cl-Ti) - biotita + tremolita + escapolita + quartzo + magnetita + turmalina + microclina, que, em zonas de contato/cisalhamento, muda para (F-Cl) – biotita + escapolita + sulfetos + martita. Nos dacitos/riodacitos, a alteração potássica é marcada pela formação de microclina e muscovita. A microclina (Fig. 5H) ocupa espaços intersticiais dos cristais de albita (tabuleiro de xadrez) junto com quartzo, epidoto, biotita e turmalina, que são substituídos em zonas de contato/cisalhamento por biotita + escapolita + turmalina. No Granito Serra Dourada, a alteração potássica é representada pela biotitização do plagioclásio, que também é reconhecida em zonas escapolitizadas, principalmente em contatos litológicos. A associação típica é biotita + microclina + albita + quartzo ± actinolita ± epidoto ± hematita/magnetita ± calcopirita. A biotita é rica em Cl e pobre em Ti e a microclina mostra elevados teores de FeO.

Alteração cálcico-magnésiana A alteração cálcico-magnésiana tardia em relação aos outros tipos e associada ao estágio principal de mineralização é assim referida devido à formação de abundante clorita (Fig. 5F), actinolita, calcita e gipsita (mais restrita), geralmente em veios, vênulas e zonas de brecha. Na rocha ultramáfica, talco e magnesita também ocorrem.

No Granito Serra Dourada, feldspatos e quartzo primários, bem como seus equivalentes hidrotermais, são, em particular, substituídos pela associação clinocloro + quartzo + calcita + hematita, enquanto que, nos gabros/quartzodioritos, biotita, tremolita e escapolita dão lugar à clorita + talco + calcita + actinolita ± gipsita, especialmente em zonas cisalhadas e brechadas, similares à rocha ultramáfica, porém, esta última, rica em talco e magnesita (Fig. 5I). Nos dacitos/riodacitos,

os processos hidrotermais finais são representados, sobretudo, pela cloritização e silicificação, sendo comum a associação quartzo + clorita + calcita.

GEOQUÍMICA Os litotipos presentes no depósito mostram-se tão alterados que, quimicamente, apenas inferências genéricas podem ser feitas sobre suas composições originais (Fig. 7). Foram analisadas 20 amostras, cujos resultados constam da Tab. 1 (elementos maiores, terras raras e traço).

Granito Serra Dourada Este granitoide mostra elevados teores de SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃(t) e Na₂O, com razão FeOt/(FeOt+MgO) média igual a 0,7. A razão Na₂O/K₂O varia de 0,2 a 5, com valores > 1 para amostras albitizadas e < 1 para aquelas em que K-feldspato e biotita são abundantes. As concentrações de CaO refletem as quantidades de plagioclásio, tremolita-actinolita e epidoto, mas também de carbonatos. Apesar da alteração, em diagrama de classificação de rocha, as amostras mantêm o caráter granítico (Fig. 7A).

O somatório dos elementos terra rara (Σ ETR) varia de 23 a 145 ppm, com fraco a moderado fracionamento dos elementos terra rara leves (ETRL) em relação aos elementos terra rara pesados (ETRP), os últimos dispondo-se sub-horizontalmente. As razões (La/Yb)_N variam de 5 a 19 e são registradas falsas anomalias positivas de Eu (Eu/Eu* = 1,2 a 2,0), devido ao efeito da albitização (Dongen *et al.* 2010). Os elementos traço revelam comportamento similar ao da crosta continental superior, com enriquecimento em Ba, Rb e Th e empobrecimento em P, Ti, Y, Tm e Yb (Weaver & Tarney 1984).

Rochas máficas Os dados mineralógicos e texturais indicam que as rochas originais eram plutônicas máficas, provavelmente gabros/quartzodioritos, para o que concorrem, na amostra menos alterada (VSD-35-04/35), os teores de SiO₂ (~ 52%), Fe₂O₃(t) (19,4%), MgO (4,1%) e CaO (3,5%), além dos conteúdos de Ni (109 ppm), Cr (200 ppm) e Co (> 100 ppm). No diagrama R1-R2 (de la Roche *et al.* 1980) (Fig. 7B), esta amostra se posiciona no campo dos gabros-dioritos, enquanto que as mais alteradas estão deslocadas em direção aos campos dos termos mais félsicos, já que foram modificadas pela entrada, sobretudo, de K₂O, e remoção de CaO.

De fato, a razão Na₂O/K₂O média de 0,8 deve refletir o aporte de K₂O, que propiciou a formação da biotita. Elevados teores de CaO correspondem à abundância de anfibólio, notadamente tremolita, que substitui a Mg-hornblenda primária, compensando a descalcificação

do plagioclásio. As amostras anfibolitizadas e biotitizadas apresentam os mais altos conteúdos de Fe_2O_3 (até 21,0%) e TiO_2 (até 2,6%) por conta, em parte, das expressivas quantidades de magnetita, ilmenita e hematita, que se associam aos sulfetos.

A abundância dos ETR varia de 29 a 270 ppm, com o maior valor registrado em amostra mineralizada devido à alanita hidrotermal, responsável pelos elevados teores de La e Ce, que respondem por mais de 75% do total destes elementos. Valores intermediários correspondem às amostras escapolitizadas, anfibolitizadas e albitizadas, enquanto os menores estão relacionados à biotitização. Excluindo-se a amostra com alanita, cuja razão $(La/Yb)_N$ atinge 148, o padrão de distribuição para as demais revela moderado fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP, com valores de $(La/Yb)_N$ entre 3,1 e 9,6.

As anomalias de Eu são fracas (0,6 a 1,5), sendo positivas nas amostras actinolitizadas e negativas naquelas em que escapolita e/ou biotita são abundantes. A distribuição dos elementos traço mostra enriquecimento de Ba, Rb e Th, similarmente à crosta continental (Weaver & Tarney, 1984).

Rochas vulcânicas félsicas Neste litotipo, as amostras apresentam maior variação nos teores de SiO_2 , Al_2O_3 e Fe_2O_3 , com a soma dos álcalis comparável ao Granito Serra Dourada (5 a 12,4%), sendo, porém, registrados maiores proporções de Na_2O (3,2 a 4,5%) e CaO (0,4 a 8,5%) do que de K_2O (0,7 a 4,2%).

A abundância e/ou as razões dos elementos pouco móveis suportam a composição riodacítica/dacítica original que já havia sido inferida, o que é ainda

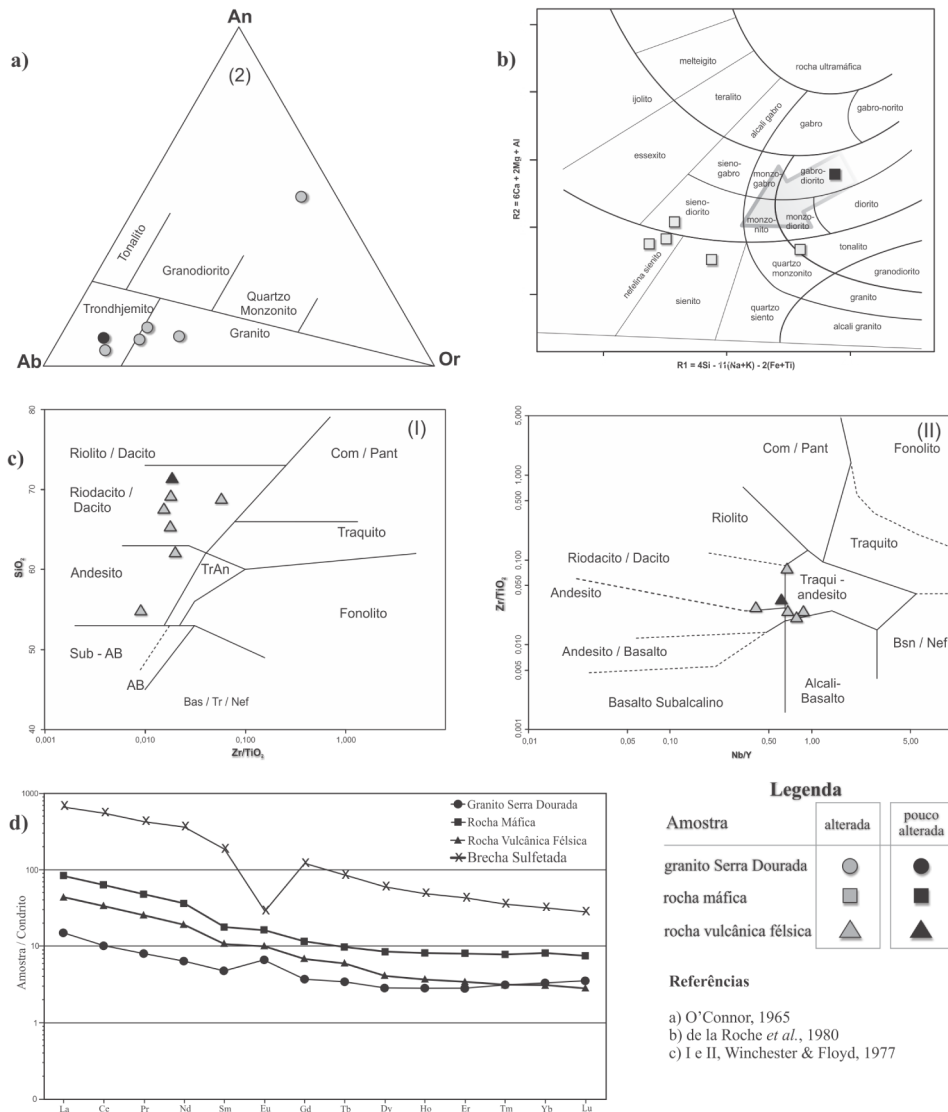


Figura 7 – Variação composicional das amostras dos litotipos estudados. (A) Diagrama An-Ab-Or, Granito Serra Dourada; (B) diagrama R1-R2, rochas máficas; (C) diagramas $SiO_2 \times Zr/TiO_2$ (I) e $Nb/Y \times Zr/TiO_2$ (II), dacitos/riodacitos; (D) padrão de distribuição dos ETR em relação ao condrito (Boynton 1984) de amostras menos alteradas de cada litotipo e da brecha sulfetada.

Tabela 1 – Continuação

Co	22,7	27,6	30,7	32,7	30,9	21,8	390,6	72,4	106,3	107,3	57,8	86,0	82,5	16,0	30,5	28,8	36,4	47,4	47,7	58,6
Sn	1,0	1	1	1	3	1	13	2	3	5	2	3	2	1,0	4,0	6,0	3,0	12,0	2,0	1,0
Ag	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	3,5	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1
As	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5
Au ₃	20,8	7,3	1,6	274,9	0,5	9,7	5583,0	18,5	186,8	352,2	10,6	1,9	121,1	1,4	52,1	23,6	11,1	103,7	2,8	3,3
Bi	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2	0,6	1,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,8	0,1	0,1	0,1	0,1
Cd	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Cu	1011,0	698,7	134,3	10000	138,9	232,8	10000	2068,0	10000,0	10000,0	1583,0	54,3	2505,0	197,4	10000,0	6012,0	2307,0	10000	82,8	368,5
Hg	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Mo	4,7	1,0	0,5	0,4	0,4	0,5	1,6	30,7	0,6	0,5	0,6	0,1	0,2	1,3	3,3	180,0	0,2	20,8	1,1	0,5
Pb	5,7	6,0	4,3	11,8	2,5	5,8	1,7	1,6	1,5	1,8	1,9	1,5	0,5	1,7	2,0	3,1	3,0	1,2	7,4	1,4
Sb	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	0,5	0,5	0,5	2,1	0,5	0,5	47,5	0,5	1,8	2,0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,8	0,6	0,8	0,5	0,5
Tl	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1
Zn	6	12	11	10	9	7	71	22	41	36	19	18	20	10,0	9,0	18,0	12,0	10,0	16,0	17,0
La	4,6	21,6	29,9	9,3	25,3	16,2	205,0	25,8	73,6	25,2	29,7	5,7	37,9	13,5	7,0	19,8	39,1	6,4	73,4	15,1
Ce	8,1	37,0	58,6	17,6	39,9	28,2	444,2	51,0	132,7	46,5	62,2	11,5	70,7	27,0	14,0	38,4	74,2	11,8	126,5	33,3
Pr	0,96	3,58	6,48	2,04	4,13	2,78	51,58	5,76	13,04	5,58	7,26	1,40	7,58	3,1	1,5	4,4	8,1	1,3	12,6	4,1
Nd	3,8	12,2	24,6	7,6	16,2	10,0	216,8	21,8	40,7	21,4	28,1	5,6	31,5	11,5	5,6	16,5	30,4	4,6	41,6	17,5
Sm	0,91	1,80	4,81	2,12	3,56	1,48	36,31	3,44	4,81	3,87	4,96	1,17	6,66	2,1	1,0	3,6	4,8	0,9	6,6	4,3
Eu	0,48	0,68	0,66	1,02	2,47	0,75	2,07	1,19	1,21	0,97	2,21	0,29	1,37	0,7	0,6	1,6	1,9	0,6	1,8	1,2
Gd	0,94	1,25	4,95	2,92	4,02	1,25	30,91	3,0	2,1	3,7	4,3	1,06	8,08	1,74	1,01	4,30	3,82	0,86	19,8	18,6
Tb	0,16	0,21	0,86	0,54	0,72	0,19	4,04	0,46	0,30	0,65	0,74	0,17	1,32	0,3	0,2	0,8	0,6	0,2	0,9	0,9
Dy	0,90	1,14	5,15	3,00	4,04	0,99	19,05	2,71	1,07	3,59	4,13	0,89	7,22	1,3	1,1	4,2	3,4	0,8	4,6	5,0
Ho	0,20	0,22	1,15	0,57	0,84	0,19	3,47	0,58	0,15	0,73	0,84	0,17	1,39	0,3	0,2	0,8	0,7	0,2	0,9	1,1
Er	0,58	0,66	3,48	1,47	2,32	0,53	9,01	1,69	0,36	2,09	2,33	0,50	3,72	0,7	0,8	2,5	2,1	0,5	2,8	3,1
Tm	0,10	0,10	0,54	0,20	0,30	0,09	1,14	0,25	0,05	0,30	0,33	0,08	0,50	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	0,5	0,5
Yb	0,68	0,78	3,57	1,16	1,74	0,62	6,58	1,68	0,35	1,77	2,17	0,53	3,02	0,6	0,8	1,9	2,1	0,5	3,1	2,8
Lu	0,11	0,12	0,49	0,16	0,25	0,10	0,90	0,24	0,05	0,24	0,30	0,08	0,44	0,1	0,1	0,3	0,3	0,1	0,5	0,4
Sr/Ba	0,77	0,27	0,45	0,54	7,09	0,28	3,25	0,317	0,202	0,086	0,878	0,210	0,293	0,48	0,58	0,49	0,37	0,43	0,10	0,66
Rb/Sr	0,25	0,47	0,39	0,27	0,09	0,42	0,16	0,69	1,51	2,72	0,20	2,60	1,20	0,38	0,34	0,77	0,60	0,64	2,88	0,11
Sr/Y	22,92	12,25	2,74	15,92	30,46	33,79	0,12	8,64	38,33	4,24	9,82	26,40	4,52	24,67	22,24	9,76	12,02	19,78	1,66	6,45
ΣETR	22,61	81,34	145,24	49,7	105,79	63,37	1031,1	119,58	270,48	116,6	149,59	29,14	181,4	62,99	34,01	99,18	171,91	28,52	280,92	94,08
(La/Yb)N	4,56	18,67	5,65	5,41	9,8	17,62	21,0	10,35	141,77	9,6	9,23	7,25	8,46	14,22	6,05	6,95	12,32	8,14	16,17	3,61
(Eu/Eu*)	1,59	1,39	0,41	1,25	2	1,69	0,2	1,14	1,14	0,78	1,46	0,8	0,57	1,18	1,69	1,21	1,35	2,10	0,93	0,82

¹FeOt calculado; ²sem FeOt; ³os valores de Au são em ppb.

corroborado pelos baixos teores de Ni (22 ppm), Co (16 ppm) e Cr (< 100 ppm) na amostra menos alterada (VSD-18/35). Apesar da intensa alteração, observa-se pouca dispersão das amostras (Fig. 7C, I e II).

Razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 2$ evidenciam albitização, escapolitização e epidotização, e distinguem aquelas microclinizadas e biotitizadas, as quais revelam razões $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} < 2$. As concentrações de Ba e Sr tendem a ser maiores nas amostras com expressivas quantidades de albita, escapolita e epidoto do que nas microclinizadas. Menores teores de K_2O (0,7%) e Na_2O (3,2%) e maiores de CaO (8,5%), Fe_2O_3 (12,0%) e MgO (5,0%) são registrados em amostra actinolitizada e cloritizada, na qual a formação de actinolita e clorita se deu à custa dos feldspatos, decorrendo decréscimo dos teores de Ba e Rb.

A ΣETR varia de 28 a 281 ppm, com menores valores relacionados às amostras mineralizadas ($\text{Cu} > 1\%$), em que cristais de apatita não foram observados, e maiores às amostras afetadas por K-feldspatização e, secundariamente, por albitização, anfibolitização e epidotização. A distribuição dos ETR mostra enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP, com razões $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 3,6 e 14,2. As anomalias de Eu são de fracas a moderadas (0,8 – 2,1), com valores positivos maiores que 1,2 em amostras com albita, actinolita, epidoto e escapolita, e os negativos (0,8 – 0,9) nas cloritizadas.

Brecha sulfetada Além de S, o principal componente das brechas é o Fe, acompanhado de concentrações menores de Si, Ca, P e Mg, que refletem a composição mineralógica representada principalmente por calcopirita, bornita, pirita, magnetita, actinolita, apatita, alanita e quartzo. A única amostra analisada para ETR revela teor total acima de 1.030 ppm e padrão de distribuição marcado por alto fracionamento entre os ETRL e ETRP [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 21$] e por fraca anomalia negativa de Eu (0,2). Além da alanita, apatita e sulfeto contribuíram para o enriquecimento, respectivamente, em ETRL e ETRP (Dongen *et al.* 2010).

Comparando-se os vários litotipos, observou-se que o padrão de distribuição dos ETR é muito similar, ainda que, na brecha sulfetada, o fracionamento ETRL/ETRP seja ligeiramente mais acentuado e com distinta anomalia negativa de Eu (Fig. 7D). Quanto aos elementos traços, a brecha sulfetada apresenta notável enriquecimento em Nb, P, Tb e Y, além de elevadas concentrações de Ni (581 ppm) e Co (390 ppm) e moderadas de Zn (71 ppm), Se (47 ppm) e Au (5 ppm).

DISCUSSÃO

Geologia do Depósito Visconde Rochas granitoides, máficas e vulcânicas félsicas são dominantes na área do depósito Visconde. Mostram contatos paralelos e de alto ângulo, estando alinhadas às estruturas que compõem o cinturão de cisalhamento Itacaiúnas e à zona de contato com o Complexo Xingu.

A despeito do grau de alteração e de deformação, foram inferidos os possíveis protólitos daquelas rochas. Aos granitoides, atribuiu-se composição monzogranítica a granodiorítica com baixo conteúdo de minerais máficos. Dados químicos de amostras menos alteradas e a presença de albita tabuleiro de xadrez foram determinantes nessa classificação. As rochas máficas foram interpretadas como gabros/quartzodioritos para o que contou, além do conteúdo mineralógico e das concentrações de elementos pouco móveis no ambiente hidrotermal, a preservação parcial de textura subofítica. Variedades ricas em biotita, semelhantes às descritas por Souza (2007), na área de Serra Dourada, foram também admitidas derivar dessas rochas, as quais, ao serem cisalhadas e alteradas, desenvolveram comumente megacristais de escapolita, quartzo e turmalina na matriz biotítica.

Com relação às rochas vulcânicas félsicas, as amostras pouco alteradas e deformadas revelaram fenocristais de plagioclásio, quartzo e sanidina, associados à albita hidrotermal, localmente com textura tabuleiro de xadrez, e à escapolita. Essas características, somadas à classificação com base em elementos traço de limitada mobilidade em ambiente hidrotermal, sugerem protólito de composição riodacítica.

Dentre os granitoides que ocorrem na região de Canaã dos Carajás é o Granito Serra Dourada (2,86 Ga; Feio 2011), o que mostra maior similaridade com os granitoides deformados do depósito Visconde, haja vista as baixas razões $\text{FeO}t/(\text{FeO}t+\text{MgO})$ e a pouca abundância dos minerais máficos primários, além do comparável padrão de fracionamento dos ETR e da albitização como alteração típica.

Independentemente do litotipo, não há marcantes diferenças entre os padrões de ETR nas rochas do depósito, o que pode ser explicado pela generalizada mobilização destes elementos pelos fluidos hidrotermais e por sua incorporação a minerais especialmente das brechas sulfetadas, a exemplo da apatita e da alanita. A ocorrência de fluorita, ainda que em pequenas quantidades, e das variedades F-apatita e F-biotita, atesta a presença de flúor e fósforo nas soluções hidrotermais, as quais teriam favorecido, como ligantes,

o transporte dos ETR e de outros elementos traço (Anthony & Tittley 1994, Dongen *et al.* 2010).

Há incertezas na reconstrução estratigráfica original dessas rochas, todavia, dados de campo e contatos paralelizados sugerem que o Granito Serra Dourada teria funcionado como embasamento para os riodacitos pertencentes, provavelmente, ao Grupo Grão Pará. Estes dois litotipos encontram-se truncados por granitoides e rochas gabroicas, gerados por magmatismo bimodal, sin a tarditectônico, que teria sido contemporâneo à Suíte Intrusiva Planalto e, em seguida, cortados por diques máficos, cujo alojamento deve ter sido anterior à sucumbência do sistema hidrotermal, considerando-se que se mostram alterados.

As últimas manifestações magmáticas na área do depósito Visconde estão representadas por novos diques máficos e félsicos, praticamente sem alteração hidrotermal e relacionados a um evento a ser ainda desvendado.

Alteração hidrotermal Nas rochas do depósito, a alteração sódico-cálcica foi a mais precoce e denunciada pela ocorrência de albita quase pura, escapolita meio-nítica e tremolita-actinolita, da qual resultaram rochas ricas em Na_2O e CaO , pobres em K_2O e com teores elevados de Ba, Sr, P, B, Y e F. Com a precipitação daqueles minerais, os fluidos tornaram-se progressivamente mais empobrecidos em Na, Ca, Fe e Mg, além de menos ácidos e quentes, levando ao aumento da razão $a_{\text{K}^+}/a_{\text{H}^+}$, o que favoreceu a formação de microclina e biotita. A alteração potássica passou, então, a prevalecer, havendo aumento das razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ e dos teores de Rb, Ti, V e Ga nas rochas.

O aumento das atividades de Na^+ , Ca^{2+} , BO_3^- e PO_4^{3-} nos estágios finais da evolução do fluido mineralizador é indicado pela formação de albita, turmalina e apatita em veios e brechas, caracterizando-se um novo estágio sódico-cálcico. Houve também aumento nos teores dos ETR, incorporados, sobretudo, na alanita, que ocorre preferencialmente nas brechas. Espécies de carbonato teriam igualmente se enriquecido no fluido já diluído, levando à formação de calcita e de clorita, em veios e brechas, o que marca a alteração cálcico-magnesianas.

Os dois principais tipos de alteração hidrotermal (sódico-cálcica e potássica) causaram notáveis mudanças composicionais nas rochas, notadamente nos conteúdos de Na_2O , K_2O , CaO , Fe_2O_3 , MgO , F e Cl, de modo que a albitização foi a principal alteração nos granitoides; a biotitização foi mais representativa nos gabros/quartzodioritos, seguida da anfíbolitização e escapolitização e albitização, escapolitização,

K-feldspatização e pouca biotitização foram processos importantes nos riodacitos.

Mineralização O Depósito Visconde compartilha características com depósitos IOCG e, especialmente, com outros depósitos cupro-auríferos arqueanos da PMC. As evidências da circulação de fluido quente e hipersalino são comuns e a ele são atribuídas as alterações sódico-cálcica e potássica (Craveiro *et al.* submetido), as quais se desenvolveram contemporaneamente à deformação relacionada à tectônica transpressiva da bacia Carajás. Os estágios tardios da alteração ocorreram, por outro lado, durante a tectônica tensional, que produziu abundantes fraturas e, mais restritamente, corpos brechoides, para os quais grande quantidade de fluido mineralizador foi canalizada.

O magma que gerou a Suíte Intrusiva Planalto, de caráter redutor (Feio 2011), não teria favorecido a concentração de Cu nas fusões residuais resultantes da cristalização e teria funcionado melhor como motor térmico do que fonte dos metais, os quais poderiam, no entanto, ter sido transportados por fluidos represados na bacia Carajás e liberados à migração durante a tectônica rúptil, quando foram instaladas as falhas Carajás e Cinzento (2,65 Ga; Pinheiro & Holdsworth 2000). Significativamente, esta idade é próxima à de 2.608 ± 25 Ma e 2.578 ± 29 Ma (respectivamente, Pb-Pb em calcopirita e Sm-Nd em rocha total, Neves 2006), que foi obtida em brecha sulfetada do depósito Sossego e interpretada com a idade do evento mineralizador.

Na ascensão até os níveis mais rasos, os fluidos teriam perdido calor e, nos sítios deposicionais, possivelmente se misturado à água superficial, ocasionando a precipitação dos sulfetos. Nesse processo, teria havido aumento da $f\text{O}_2$, evidenciado pela presença de magnetita, hematita ou gipsita no minério. O padrão de zoneamento da alteração hidrotermal está esboçado na Fig. 8.

As semelhanças entre os depósitos Sossego e Visconde incluem a natureza das rochas hospedeiras, os tipos de alteração e paragênese hidrotermal, além da suíte metálica Fe - Cu - Au \pm ETR. As rochas dos dois depósitos foram afetadas por intenso metassomatismo sódico a sódico-cálcico e potássico e por zonas de cisalhamento, ambos de caráter regional. A formação do depósito Sossego deve ter sido contemporânea aos depósitos satélites Bacaba, Bacuri, Castanha e Visconde, visto que os padrões de alteração hidrotermal e mineralizações são similares. Diferenças marcantes residem nas concentrações subeconômicas de sulfetos e nas quase inexpressivas quantidades de magnetitito no Depósito Visconde.

CONCLUSÕES O Depósito Visconde está hospedado no Granito Serra Dourada (2,86 Ga) e em rochas riodacíticas do Grupo Grão Pará (2,76 Ga), bem como em corpos máficos que as cortam. Intrusões da Suíte Planalto (2,74 Ga) ocorrem às proximidades do depósito, porém exibem alteração distinta daquela observada nas rochas hospedeiras da mineralização.

Não obstante a intensa alteração hidrotermal, os protólitos das rochas metavulcânicas félsicas foram interpretados como dacitos/riodacitos, enquanto que a composição original dos granitoides foi inferida a variar de monzogranítica a granodiorítica, com feições químicas e texturais similares ao Granito Serra Dourada. Quanto às rochas intrusivas máficas, os protólitos foram considerados gabros/quartzodioritos, cujo magmatismo foi aparentemente contemporâneo ao que gerou o Granito Planalto. Diques máficos cortam o pacote rochoso e também se encontram alterados, diferentemente dos diques félsicos e máficos mais tardios, que praticamente não registram alteração.

As transformações hidrotermais foram essencialmente controladas por estruturas dúctil-rúpteis e rúpteis, e evoluíram na seguinte sequência: alteração sódico-cálcica (mais precoce), ubíqua e marcada por albitização, escapolitização ou anfibolitização; alteração potássica, em que K-feldspato e biotita são os minerais característicos; alteração sódico-cálcica, mais localizada e geradora

de albita, epidoto, apatita, turmalina e fluorita; e alteração cálcico-magnésiana (mais tardia) que produziu clorita, carbonatos e actinolita, além de talco subordinado. Magnetitização e hematitização geralmente antecederam a precipitação dos sulfetos e estão associadas, respectivamente, às alterações sódico-cálcica e potássica.

No Granito Serra Dourada, albitização, epidotização e turmalinização foram mais proeminentes, enquanto que escapolitização, biotitização, anfibolitização e magnetitização foram mais comuns nos gabros/quartzodioritos e a K-feldspatização nas rochas metavulcânicas félsicas.

A mineralização cupro-aurífera, controlada por estruturas rúpteis, teve lugar durante os estágios tardios do sistema hidrotermal Visconde, principalmente associada às alterações potássica e cálcico-magnésiana. Os sulfetos são representados por calcopirita, pirita e molibdenita, associadas à tremolita-actinolita, escapolita, albita e magnetita. Nas zonas brechadas e intensamente fraturadas, ocorrem calcopirita + bornita com quantidades menores de molibdenita, pirita e pentlandita, as quais compõem parte das matrizes de brecha e/ou são constituintes de veios. Calcopirita, bornita e alguma pirita, juntamente com apatita, escapolita, actinolita, epidoto, turmalina, calcita, gipsita e fluorita constituem a principal paragénese do minério. O minério é definido pela suíte metálica Fe - Cu - Au ± ETR.

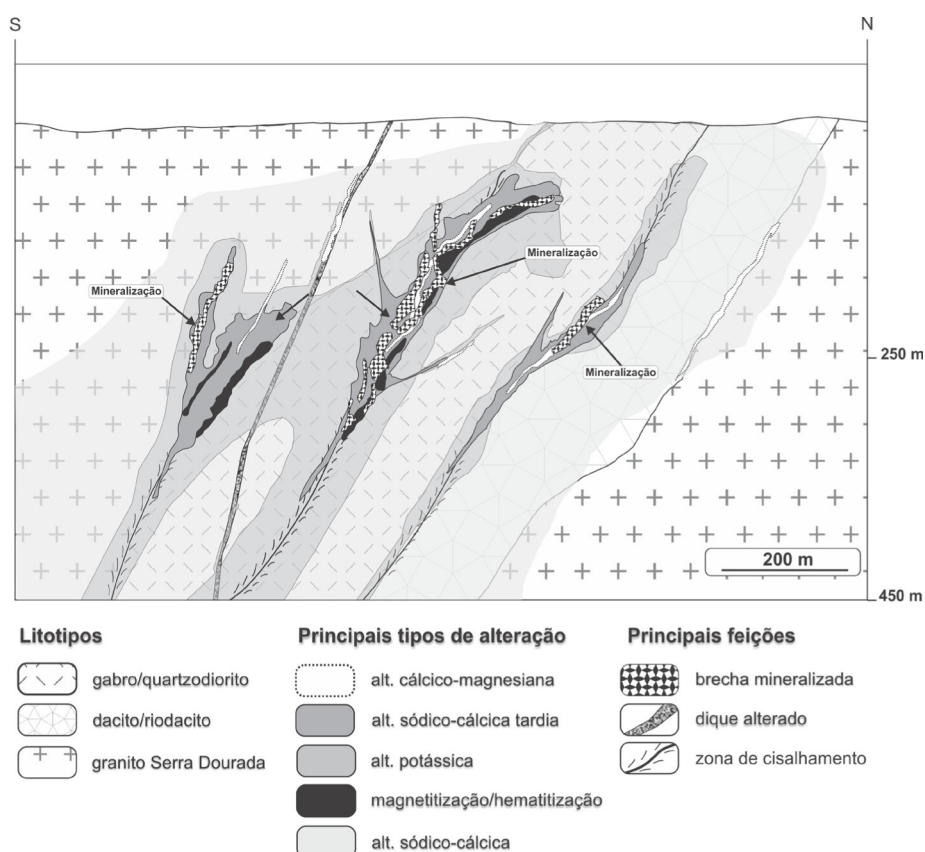


Figura 8 – Distribuição espacial esquemática das zonas de alteração e corpos de minério do Depósito Visconde.

A Suíte Planalto (2,74 Ga) deve ter funcionado, sobretudo, como motor térmico para a circulação de fluidos da bacia Carajás (possível fonte da maior parte do Cu e ligantes) ao longo de zonas de cisalhamento preexistentes. A circulação foi intensificada durante o regime tensional subsequente, que permitiu a ascensão dos fluidos para níveis mais rasos, nos quais foram provavelmente diluídos por águas superficiais e os sulfetos precipitados especialmente em brechas.

Ao comparar-se o depósito Visconde com os principais depósitos cupro-auríferos arqueanos da PMC, foram constatadas similaridades quanto à natureza das rochas encaixantes, ao arcabouço estrutural e ao minério cupro-aurífero que é hospedado principalmente em brechas. Também foram reconhecidas as típicas sucessões de alteração sódico-cálcica, ubíqua e mais precoce, precipitação de óxidos de ferro, e evolução para alteração potássica e a sequente

mineralização, além da suíte metálica Fe - Cu - Au ± ETR. Comparativamente ao Depósito Sossego, o Visconde é subeconômico e registra quantidades bem subordinadas de magnetitito.

AGRADECIMENTOS Ao Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) da UFPA, à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior/Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Capes/Cnpq) e ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia de Geociências da Amazônia (Geociam) pelo financiamento deste trabalho e ao geólogo Benevides Aires (Vale) pelo suporte logístico no campo. Reconhecimento é também devido ao professor Claudio Lamarão (UFPA) e ao técnico Marcus Mansueto (USP) pelo apoio nas análises realizadas nos laboratórios de microscopia eletrônica de varredura da UFPA e de microsonda eletrônica da USP.

Referências

- Anthony E.Y. & Tittley S. 1994. Patterns of element mobility during hydrothermal alteration of the Sierrita porphyry copper deposit, Arizona. *Economic Geology*, **89**:186-192.
- Araújo O.J.B. & Maia R.G.N. 1991. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solos e de vegetação para a área do Projeto Grande Carajás; sub-projeto Recursos Minerais; Folha SB.22-Z - A Serra dos Carajás – Estado do Pará*, DNPM/CPRM, Brasília, 136 p.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(4):453-460.
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. 2001. Idade de zircões do complexo granítico estrela: relações entre magmatismo, deformação e metamorfismo na Província Metalogenética de Carajás. In: SBG Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Resumos expandidos...* Belém, PA, p. 17-20.
- Barton M.D. & Johnson D.A. 1996. Evaporitic Source Model for Igneous Related Fe Oxide-(REE-Cu-Au-U) Mineralization. *Geology*, **24**:259-262.
- Boynton W.V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. New York, Elsevier, p. 63-114.
- Cordani U.G., Tassinari C.C.G., Kawashita K.A. 1984. Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, **9**:6-11.
- Craveiro G.S., Villas R.N., Silva A.R.C. (submetido). Fluidos hidrotermais e origem do depósito cupro-aurífero Visconde, norte da Província Carajás, Pará. *Comunicações Geológicas*, Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Portugal, 18 p.
- Dall’Agnol R., Oliveira M.A., Almeida J.A.C., Althoff F.J., Leite A.A.S., Oliveira D.C., Barros C.E.M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás Metallogenic Province, eastern Amazonian Craton. In: Dall’Agnol R., Rosa-Costa L. T., Klein E. L. (eds.) *Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Belém, Field trips guide...*, p. 97-150.
- de La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, **29**:183-210.
- Dias G.S., Macambira M.J.B., Dall’Agnol R., Soares A.D.V., Barros C.E.M. 1996. Datação de zircões de sillmetagabro: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás, Pará. In: SBG Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, *Resumos Expandidos...* Belém, PA, p. 376-379.
- Docegeo (Rio Doce Geologia e Mineração S.A). 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais...* Belém, PA, 1, p. 11-54.
- Dongen M., Weinberg R.F., Tomkins A.G. 2010. REE-Y, TI, and P remobilization in magmatic rocks by hydrothermal alteration during Cu-Au deposit formation. *Economic Geology*, **105**:763-776.
- Dreher A.M., Xavier R.P., Taylor B.E. 2008. New geologic, inclusion and stable isotope studies on the controversial Igarapé Bahia Cu-Au deposit, Carajás

- Province, Brazil. *Mineralium Deposita*, **43**:161-184.
- Feio G.R.L. 2011. *Magmatismo granitoide arqueano da área de Canaã dos Carajás: Implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém, 205 p.
- Gomes A.C.B. & Dall'Agnol R. 2007. Nova associação tonalítica-trondhjemitica Neoarqueana na região de Canaã dos Carajás: TTG com altos conteúdos de Ti, Zr e Y. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**:182-193.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hizman M.W. 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through earth history: implications of origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology*, **105**:641-654.
- Hizman M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. 1992. Geological Characteristics and Tectonic Setting of Proterozoic Iron Oxide (Cu-U-Au- REE) Deposits. *Precambrian Research*, **58**:241-287.
- Lafon J.M., Macambira M.J.B., Pidgeon R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoproterozoic magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). In: International Geological Congress, 31, *Abstracts...*, Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.
- Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm-Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sol do Pará. Implicações geocronológicas e geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, *Anais...*, Belo Horizonte, 463 p.
- Machado N., Lindenmayer Z., Krogh T.H., Lindenmayer Z.G. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., Souza Filho C.R. 2011. Mesoarchean (3.0 and 2,86Ga) host rocks of the iron-oxide-Cu-Au bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita*, DOI 10.1007/s00126-011-0352-9.
- Neves M.P. 2006. *Estudos isotópicos (Pb-Pb, Sm-Nd, C e O) do depósito Sossego, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 104 p.
- Nogueira A.C.R., Truckenbrod W., Pinheiro R. V. L. 2000. Storm and tide-dominated siliciclastic deposits of the Archean Águas Claras Formation, Serra dos Carajás, Brazil. In: International Geological Congress, 31, *Abstracts...* Rio de Janeiro, 1 CD-ROM.
- O'Connor J.T. 1965. A classification for Quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. U.S. *Geological Survey Professional Paper*, **525(B)**:79-84.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite-facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology*, **166**:159-171.
- Pinheiro R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiunas, na borda leste do Cráton Amazônico, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **30(4)**:597-606.
- Pollard P.J. 2001. Sodic (-calcic) alteration associated with Fe-oxide-Cu-Au deposits: an origin via unmixing of magmatic-derived H₂O-CO₂-salt fluids. *Mineralium Deposita*, **36**:93-100.
- Souza F.D.S. 2007. *Estudo da Alteração Hidrotermal, com Ênfase no Metamorfismo Sódico, de Rochas Granitoides e Máficas da Região de Canaã de Carajás, Província Mineral de Carajás*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, Brasil, 202 p.
- Souza S.R.B., Macambira M.J.B., Scheller J. 1996. Novos Dados Geocronológicos para os Granitos Deformados do Rio Itacaiunas (Serra dos Carajás, PA): Implicações Estratigráficas In: SBG, Simp. Geol. da Amazônia, 5, *Resumos Expandidos...*, Belém, p. 380-383.
- Trendall A.F., Basei M.A.S., Laeter J.R., Nelson D.R. 1998. SHRIMP zircon U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South America Earth Sciences*, **11**:265-277.
- Vásquez M.L. & Rosa-Costa L.T. (orgs) 2008. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará : Sistema de Informações Geográficas – SIG : texto explicativo dos mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Escala 1:1.000.000. Belém, CPRM, 328 p.
- Villas R.N. & Santos M.D. 2001. Gold deposits of the Carajás mineral province: deposit types and metallogenesis. *Mineralium Deposita*, **36**:300-331.
- Weaver S.D., Tarney J. 1984. Empirical approach to estimate the composition of the continental crust. *Nature*, **310**:575-577.
- Williams P.J., Barton M.D., Johnson D.A., Fontboté L., de Haller A., Mark G., Oliver N.H.S., Marschik R. 2005. Iron oxide copper-gold deposits: Geology, Space-time distribution, and possible modes of origin. *Economic Geology 100TH Anniversary Volume*, 371-405.
- Winchester J.A. & Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, **20**:325-343.
- Xavier R.P., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Dreher A.M., Monteiro L.V.S., Rhede D., Araújo C. E.G., Torresi I. 2008. Tourmaline B-isotopes fingerprint marine evaporates as the source of high-salinity or fluids in iron oxide copper-gold deposits, Carajás Mineral Province (Brazil). *Geology*, **36**:743-746.

Manuscrito ID 25626
Recebido em: 17/01/2012
Aprovado em: 23/04/2012